

**Schichtfolgen, Fazies und Gebirgsbau
des Mesozoikums der Vorarlberger Kalkalpen
südlich des Großen Walsertales (Österreich)**

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

des

Fachbereiches 24 (Geowissenschaften)

der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Olaf Otte

aus Kiel

Berlin 1972

Schichtfolgen, Fazies und Gebirgsbau des Mesozoikums der Vorarlberger Kalkalpen südlich des Großen Walsertales (Österreich)

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

des

Fachbereiches 24 (Geowissenschaften)

der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Olaf Otte

aus Kiel

Berlin 1972



I. Referent: Prof. Dr. V. JACOB SHAGEN (FU Berlin)

II. Referent: Prof. Dr. W. ZEIL (TU Berlin)

Tag der mündlichen Prüfung: 10. Juli 1972



Digitized by the Internet Archive
in 2026

<u>Inhaltsverzeichnis.</u>	Seite
ZUSAMMENFASSUNG	VI
Vorwort	X
Geographische Lage des Arbeitsgebietes	1
Erforschungsgeschichte	1
<u>STRATIGRAPHIE UND FAZIES</u>	6
Der VORARLBERGER FLYSCH	6
Die Stratigraphie des südlichen Vorarlberger Flyschs	7
Das Partnom-Halbfenster	8
Das OSTALPIN	11
Alpiner Muschelkalk, Anis (m)	12
Raibler Schichten, Karn (r,rr)	13
Hauptdolomit, Nor (hd)	15
Fazies des Hauptdolomites	15
Plattenkalk-Niveau (plk)	16
Fazies des Plattenkalk-Niveaus	17
Kössener Schichten, Rät (kö)	23
Bemerkungen zur Fazies der Kössener Schichten	23
Ausbildung der Kössener Schichten im Rote Wand-Synklinorium	29
Das Rät der Wandfluh-Schuppe	30
Das Rät der Zitterklapfen-Schuppe	31
Rätolias-Kalk (rlk)	32
Zyklische Gliederung des Rätolias-Kalkes	33
Die Fazies der Zyklen	35
Bemerkungen zur Paläogeographie des Rät	37
Übergangsfazies des obersten Rätolias-Kalkes im Rote Wand-Synklinorium	40
Übergangsfazies Rät/Lias in der Zitterklapfen-Schuppe	42
Trias und ?Jura der AROSA-ZONE (A.Z.)	43
Unterlias-Rotkalk (lk)	44
Fazielle Ausbildung im Rote Wand-Synklinorium	46
Fazielle Ausbildung in der Zitterklapfen-Schuppe	47
Allgäu-Schichten (al)	48
Die Allgäu-Schichten im Rote Wand-Synklinorium	49

Die Allgäu-Schichten der Wandfluh-Schuppe	53
Die Allgäu-Schichten der Zitterklapfen-Schuppe	54
Bemerkungen zur Paläogeographie des Lias und Dogger	54
OBERJURA	55
Radiolarit (ra)	56
Bemerkungen zum Radiolarit-Problem	57
Aptychenkalk (a, ap)	61
Aptychenkalk in geringmächtiger "Becken"-Entwicklung	61
Unruhige Sedimentation im Aptychenkalk der Zitterklapfen-Schuppe	64
Aptychenkalk in "schwellennaher" Fazies	64
Oberjura in Schwellenfazies	66
Ophiolith-führender Oberjura der AROSA-ZONE	68
Bemerkungen zur Paläogeographie des Oberjura	73
Kreideschiefer-Serie (kr, krs)	74
Kreideschiefer-Serie im Rote Wand-Synklinorium	75
Kreideschiefer-Serie der Wandfluh-Schuppe	83
Kreideschiefer-Serie der Zitterklapfen-Schuppe	87
Kreideschiefer-Serie der AROSA-ZONE	98
Bemerkungen zur Paläogeographie der Kreideschiefer-Serie	104
ZUR STELLUNG DER AROSA-ZONE	106
<u>TEKTONIK</u>	109
ÜBERSICHT ÜBER DEN GEBIRGSBAU	109
Der VORARLBERGER FLYSCH am Kalkalpenrand	112
Die AROSA-ZONE unterhalb der Zitterklapfen-Schuppe	113
Zitterklapfen-Schuppe	114
Das West-Ende der Zitterklapfen-Schuppe	115
Die Zitterklapfen-Schuppe zwischen Weiden-Bach und Steintobel	117
Die Zitterklapfen-Schuppe zwischen Steintobel und Buchboden	120
Die Zitterklapfen-Schuppe östlich von Buchboden	121
Das Partnom-Halbfenster (VORARLBERGER FLYSCH)	125
AROSA-ZONE unter der Wandfluh-Schuppe	126

Wandfluh-Schuppe	127
Die Gleitbrett-Tektonik innerhalb der Wandfluh-Schuppe	129
Querstrukturen innerhalb der Wandfluh-Schuppe	132
Staffelfeder-Braunarlsplitz-Schuppe	136
Die Staffelfeder-Braunarlsplitz-Schuppe im Bereich der Klesenza-Störung	138
Ältere Anschauungen über den Verlauf der Klesenza-Störung	144
Das Klesenza-Fenster	145
Das Rote Wand-Synklinorium	147
Der Internbau des Rote Wand-Synklinoriums nördlich der Formarin-Störung	147
Die Formarin-Störung	155
Der Internbau des östlichen Rote Wand-Synklinoriums südlich der Formarin-Störung	165
Das Rote Wand-Synklinorium im Marul-Tal	168
Das West-Ende des Rote Wand-Synklinoriums	170
Querstrukturen im Rote Wand-Synklinorium	172
DIE ZEITLICHE ENTWICKLUNG DER TEKTONISCHEN FORMEN	173
Literaturverzeichnis	176
Verzeichnis der Tafeln	192

Zusammenfassung.

Das Oberostalpin südlich des mittleren Großen Walsertales gliedert sich in folgende tektonische Einheiten, von Norden nach Süden: Zitterklapfen-Schuppe, Wandfluh-Schuppe, Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe, Rote Wand-Synklinorium und Klostertal-Sattel. Zwischen der Zitterklapfen-Schuppe und der Wandfluh-Schuppe greift der Vorarlberger Flysch vom Kalkalpenrand als Partnom-Halbfenster nach Osten ein. Die Arosa-Zone ist am Kalkalpenrand unter der Zitterklapfen-Schuppe als mehr oder weniger geschlossener Streifen zu verfolgen. Außerdem tritt sie in drei Fenstern zutage: unter der Wandfluh-Schuppe und am Südrand der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe im Klesenza-Joch.

Der südliche Vorarlberger Flysch ist im bearbeiteten Gebiet nur mit dem jüngsten Schichtglied, der Fanöla-Serie, vertreten.

Die Arosa-Zone enthält - abgesehen von triadischen Scherlingen und fraglichem, tieferem Jura - hauptsächlich Ophiolith-führenden Oberjura und Kreideschiefer-Serie. Während die Kreideschiefer-Serie der im Süden gelegenen Fenster (Klesenza-Fenster und Fenster der Ob. Partnom-Alm) Fazies-Elemente der paläogeographisch nördlicheren bzw. tektonisch tieferen Falknis-Sulzfluh-Einheit zeigen, unterscheidet sich die Kreideschiefer-Serie der Arosa-Zone am Kalkalpenrand faziell nicht von derjenigen der darüberliegenden (oberostalpinen) Zitterklapfen-Schuppe. Beide Fazies werden deshalb als "Randostalpine Kreide-Serie" zusammengefaßt. Die Arosa-Zone ist danach ein nördlicher Randbereich des Oberostalpins, der während des Vorschubs der Oberostalpinen Decke nach und nach abgeschürft wurde, so daß ehemals am nördlichsten beheimatete Teile heute am weitesten verschürft im Süden zu finden sind (im Prättigau und in den tektonischen Fenstern).

Die geschlossene Schichtfolge des Oberostalpins beginnt - abgesehen von verschürften Anis-Kalken an der Klesenza-Störung und Resten von Raibler Schichten an der Basis der

kalkalpinen Schuppen - mit dem Hauptdolomit. Das darüber folgende Plattenkalk-Niveau ist am mächtigsten im Ostteil des Rote Wand-Synklinoriums, geringmächtiger in der Wandfluh-Schuppe und im Bereich der Zitterklapfen-Schuppe überhaupt nicht ausgebildet. Im Rät zeichnet sich im bearbeiteten Gebiet eine paläogeographische Gliederung in Schwellen- und Becken-Bereiche ab, die während des ganzen jüngeren Mesozoikums erhalten blieb. Nur im Oberjura kam es zu einer weitgehenden Nivellierung des submarinen Reliefs, und die Fazies-Gegensätze glichen sich aus.

Im Bereich der Wandfluh-Schuppe und im westlichen Teil des Rote Wand-Synklinoriums herrschte ruhige "Becken"-Sedimentation in Kössener Schichten, Allgäu-Schichten, Radiolarit, Aptychenkalk und Kreideschiefer-Serie vor. Alle Schichtglieder wurden kontinuierlich übereinander abgelagert.

Demgegenüber entwickelte sich im Ostteil des Rote Wand-Synklinoriums eine "Schwelle", die an die "Zürser Schwelle" anzuschließen ist. Über normal ausgebildeten Kössener Schichten folgen hier Rätolias-Kalk mit bathymetrischen Zyklen, Unterlias-Rotkalk, Allgäu-Schichten (im mittleren Abschnitt "Ziegelrot-Serie"), Radiolarit, Aptychenkalk in schwellen-naher Fazies. Nördlich der Roten Wand ist der gesamte Oberjura mit geringmächtigen roten Mergelkalken (ohne Radiolarit) in Schwellen-Fazies ausgebildet. Die Kreideschiefer-Serie beginnt über einer geringmächtigen, pelitischen Zwischen-Serie mit mächtigen Echinodermen-Schuttkalken, die als Seichtwasser-Bildungen gedeutet werden. Die normale Sedimentation der Kreideschiefer-Serie mit hohen Anteilen an festländischen Abtragungsprodukten setzte hier erst im höheren Alb ein. Wegen einer kleinen Diskontinuität ist eine lokale Schichtlücke im unteren Alb nicht auszuschießen.

Der bearbeitete Bereich der Zitterklapfen-Schuppe ist ebenfalls durch "schwellennahe" Sedimentation gekennzeichnet.

Über Kössener Schichten folgt Oberrät-Kalk, der verbreitet Oolithe führt. Die Schwellen-Fazies wurde hier aber bereits im Rät durch geringmächtige "Obere Kössener Schichten abgelöst. Dementsprechend ist auch die Schwellen-Fazies des Lias (Unterlias-Rotkalk) hier nur lokal und wenige m mächtig ausgebildet. Die Allgäu-Schichten weisen eine "schmutzigere", stärker vom Festland her beeinflusste Fazies auf als in den südlich benachbarten Bereichen. Der Oberjura ist ähnlich (schwellennah) entwickelt wie im Rote Wand-Synklinorium, doch zeigen lokale Breccien-Bildungen unruhige Sedimentations-Verhältnisse an. Die Kreideschiefer-Serie der Zitterklapfen-Schuppe weicht auffällig von der Normal-Fazies ab. Sie ist vom oberen Alb an gröberklastisch ausgebildet (Randostalpine Kreide-Serie). Es ergeben sich dadurch Fazies-Beziehungen zur Arosa-Zone.

Im gesamten Arbeitsgebiet haben größere geodynamische Umgestaltungen an der Wende Rät/Jura und im höheren Apt stattgefunden. Während im Rät die bathymetrischen Schwellen gleichzeitig Bereiche stärkster Absenkung waren, blieben sie vom Lias an relativ stabil, und die Becken-Bereiche senkten sich schneller ab. Im höheren Apt wird - offenbar in weiten Gebieten gleichzeitig - die Sedimentation des Biancone-ähnlichen Aptychenkalkes durch Ablagerung vorwiegend vom Festland stammender Klastika abgelöst. Die kontinuierliche Zunahme größerer Klastika, und die Ausbildung nur lokaler Diskontinuitäten innerhalb der Kreideschiefer-Serie wird als regressive Entwicklung gedeutet.

Die ersten gebirgsbildenden Deformationen erfolgten nach Ablagerung der Kreideschiefer-Serie, also nach Cenoman/Turon mit der Abscherung bzw. Überschiebung der Oberostalpinen Decke. Die interne Faltung der Kalkalpen begann erst nach oder gegen Ende der Decken-Bewegung im Alttertiär, da alttertiäre Gesteine der Falknis-Sulzfluh-Einheit und auch der Vorarlberger Flysch (Maastricht) mit in die Schuppen-Tektonik einbezogen wurden. Die älteste Verformung innerhalb des Oberostalpins erzeugte E-W-streichende Falten-

Strukturen (Sattel von Lech im Bereich der Klesenza-Störung, Relikt-Strukturen im Rote Wand-Synklinorium). Danach entstanden SE-NW-streichende Strukturen (Rote Wand-Synklinorium), zu denen auch das Formarin-Störungs-System mit südvergente Über- bzw. Aufschiebungen und Falten-Abschiebungen gehört. Sie folgen paläogeographischen Vorzeichnungen. Erst danach bildeten sich die großen, etwa E-W-streichenden kalkalpinen Schuppen. Während die Zitterklapfen-Schuppe und die Staffelfeder-Braunarlsnitz-Schuppe aus großen Hauptdolomit-Sätteln hervorgegangen sind, weist die Wandfluh-Schuppe intensive Gleitbrett-Tektonik auf. Die Schuppen-Tektonik ist zwar überwiegend nordvergent, doch ist die Staffelfeder-Braunarlsnitz-Schuppe auch nach Süden überschoben worden, was zu ebenfalls südvergente Überprägungen im Rote Wand-Synklinorium geführt hat. Die Klesenza-Störung am Südrand der Staffelfeder-Braunarlsnitz-Schuppe ist eine noch jünger angelegte, südvergente und ESE-WNW-streichende Überschiebung, die die E-W-Strukturen spitzwinklig schneidet. Als jüngste Deformationen können N-S-streichende Faltenachsen gesehen werden, soweit es sich nicht um B'¹ B-Verformungen im Sinne von SANDER handelt.

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit wurde am Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Marburg auf Anregung meines verehrten Lehrers Prof.Dr.V.Jacobshagen (jetzt F.U.Berlin) begonnen. Ich bin ihm für sein stetes Interesse am Fortgang der Arbeit und viele Anregungen herzlich dankbar.

Ursprünglich sollten nur die Umgebung der Roten Wand und das umstrittene Klesenza-Fenster neu bearbeitet werden. Es stellte sich aber bald heraus, daß der Gebirgsbau und die faziellen Zusammenhänge - vor allem der verschiedenen Kreide-Serien - nur durch eine umfassende Bearbeitung des Gebietes südlich das Großen Walsertales zu klären waren.

Während die Umgebung der Roten Wand zuletzt von AMPFERER (1932) im Maßstab 1:25 000 kartiert worden war, lag für das gesamte Gebiet bisher nur Blatt "Stuben" der geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1:75 000 (AMPFERER 1937) vor. Nachfolgende Bearbeitungen durch D.RICHTER (1956a) und SCHIDLowski (1960, 1961a,b,c, u.1962) behandelten jeweils nur Ausschnitte bzw. Randbereiche des Gebietes. Es hatten sich dabei Widersprüche ergeben.

Die Kartierung wurde in den Sommer-Monaten der Jahre 1965-1967 durchgeführt und 1968 durch weitere Profilaufnahmen ergänzt. Als topographische Grundlage diente die Rohkarte 1:10 000 des Blattes 142 (Schruns) der Österreichischen Karte 1:50 000, die photogrammetrisch erstellt ist. Die zugrunde liegenden Luftbilder wurden ebenfalls bei den Kartierungsarbeiten verwendet. Die topographischen Angaben wurden entweder dieser Karte oder aber der Karte der Lechtaler Alpen 1:25 000 des DÖAV, Bl. "Klostertaler Alpen" entnommen.

Am ausführlichsten ist der Gebirgsbau dargestellt worden, um Fehlinterpretationen möglichst wenig Raum zu lassen. Im stratigraphisch-faziellen Abschnitt konzentrierten sich die Untersuchungen auf die Schichtfolgen des Räts und der Kreide.

Die aufgesammelten Lias-Ammoniten bestimmte freundlicherweise Herr Dr.R.Fischer (Marburg). Die Dünnschliff-Bestimmungen von

Foraminiferen übernahmen zum größten Teil Herr Prof.Dr.H.Hagn (München) und mein Kollege Dr.H.Risch (Berlin). Allen Herren möchte ich herzlich danken.

Für Anregungen und Diskussion von Schliffen danke ich den Herren Prof.Dr.R.Huckriede (Marburg), Prof.Dr.K.Germann und Prof.Dr.W.Büsch (beide Berlin). Für gemeinsame Geländebegehungen und Anleitungen möchte ich besonders Herrn Dr.F.Fabricius (München) danken.

Die kameradschaftliche Zusammenarbeit mit meinen Kollegen und Freunden Dr.D.Helmcke (Berlin), Dr.D.Bannert (Hannover), Dr.K.-H.Büchner, (Hannover), F.G.Lange (Marburg) und Dr.J.Westrup (Wiesbaden) wird mir stets in Erinnerung bleiben.

Für die Bereitstellung von Karten und eines Geländequartiers möchte ich der Österreichischen Bundesbahn, namentlich den Herren Dipl.-Ing.Keller und Ing. Frank,danken.

Besonderen Dank schulde ich der Familie Alfred Stark (Marul), die mir durch freundliche Aufnahme und Unterstützung die Geländearbeit sehr erleichtert hat.

Geographische Lage.

Der bearbeitete Ausschnitt der Vorarlberger Kalkalpen (Abb.1) liegt am Kalkalpen-Rand im West-Teil der Nördlichen Kalkalpen. An größeren geologischen Baueinheiten umfaßt das Gebiet von Süden nach Norden den Südrand des Klostertal-Sattels, den West-Teil der Spuller-See-Mulde (Rote Wand-Synklinorium), die namengebenden West-Abschnitte der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe und der Wandfluh-Schuppe, ferner das im Vorarlberger Flysch auskeilende West-Ende der Zitterklapfen-Schuppe.

Im Osten schließt sich das von HELMCKE (1969) bearbeitete Gebiet der östlichen Spuller-See-Mulde an. Nördlich der Roten Wand und östlich des Hutla-Tales überschneidet es sich etwas mit der Kartierung von SCHIDLOWSKI (1960).

Die höchsten Erhebungen bilden im Osten die Rote Wand (2706 m) und die Gipfel-Linie am nördlichen Ost-Rand des Arbeitsgebietes: Hirschen-Spitz (2501 m) bis Bettler-Spitz (2272 m). Den West-Teil des Arbeitsgebietes überragt der Hauptdolomit-Kamm der Staffelfeder.

Die Rote Wand liegt auf der Wasserscheide zwischen Donau und Rhein. Während der Formarin-Bach das Arbeitsgebiet nach Osten zum Lech hin entwässert, fließen der Hutla-Bach und der Marul-Bach im West-Teil des Gebietes zum Lutz-Bach im Großen Walsertal, der in die Ill mündet. Der (oberirdisch) abflußlose Formarin-See ist das einzige stehende Gewässer im Gebiet.

Zu allen Jahreszeiten besiedelte Ortschaften finden sich dicht gedrängt nur im Großen Walsertal und am Ausgang des Marul-Tales.

Erforschungsgeschichte.

Erste Versuche einer stratigraphischen und tektonischen Gliederung des bearbeiteten Gebietes wurden von A.R.SCHMIDT(1839-41), ESCHER v.d.LINTH (1846 u.1853), STUDER (1851/53), MERIAN (1853) und GÜMBEL (1856) unternommen. Diese Arbeiten besitzen heute vorwiegend historisches Interesse.

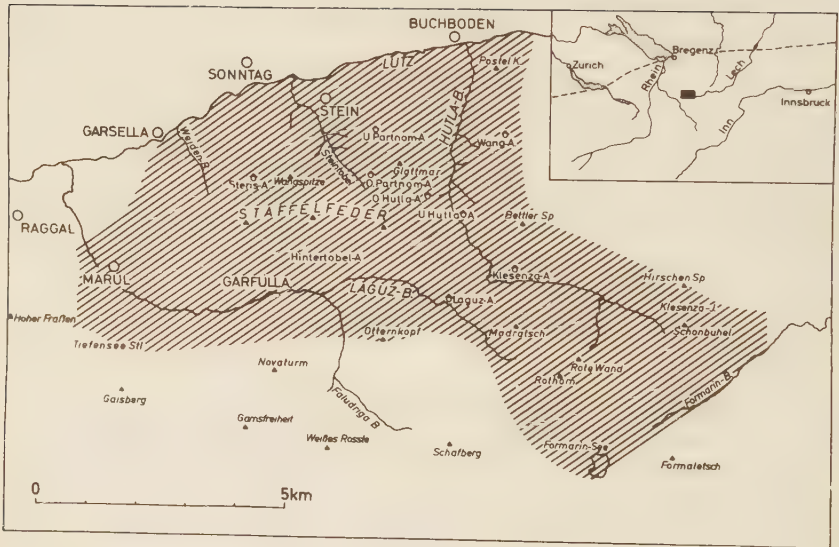


Abb. 1: Geographische Lage und Begrenzung des Arbeitsgebietes.

Von grundlegender Bedeutung sind dagegen die Arbeiten von Ferdinand Freiherr v. RICHTHOFEN (1859 u. 1861/62). RICHTHOFEN's prinzipielle Vorstellungen über den Bau der Vorarlberger Kalkalpen (1859:112) entsprechen weitgehend heutigen Vorstellungen. Er beschrieb nicht nur die großen Sattel- und Muldenstrukturen im behandelten Gebiet, sondern leitete aus der zunehmenden Vergenz der Faltung von Süden nach Norden erstmals einen Überschiebungsbau innerhalb der Kalkalpen ab. Ihm war bereits die Überschiebung des Klostertaler Sattels ("Hebungswelle I") im Marultal bekannt, und er sah auch die Problematik des Staffelfeder-Hauptdolomites, den er der Braunarlspitz-Schuppe ("Hebungswelle III") zuordnete.

Erst zu Beginn dieses Jahrhunderts setzten sich die Erkenntnisse RICHTHOFEN's mit ROTHPLETZ (1902 u. 1905) durch. Bei der nun einsetzenden kontinuierlichen Forschungstätigkeit stand der Ausbau des tektonischen Bildes im Vordergrund, während die Stratigraphie vorwiegend aus Nachbargebieten übernommen wurde. Anhand des eindeutigen Überschiebungsbaues im Großen Walsertal (Zitterklapfen-, Walsertal- und Wandfluh-Schuppe) hatte ROTHPLETZ (1905:9) die Leitlinien für den Deckenbau vorgezeichnet: "..., wollen wir die untere Serie die Allgäuer, die obere die Lechtaler Schubmasse nennen". GUBLER (1927) gliederte die Vorarlberger Kalkalpen in zahlreiche "Schuppen", die er in das Deckenschema von ROTHPLETZ und AMPFERER einzupassen versuchte. Im Bereich der Ob. Partnom-Alm entdeckte er ein großes Flysch-Halbfenster. Verbunden mit einer Übersichtskartierung lieferte er gleichzeitig die erste umfassende stratigraphische Beschreibung dieses Gebietes. Unstimmigkeiten in der Karte von GUBLER (1927) führten AMPFERER (1930 u. 1931) zu einer Revision des von GUBLER skizzierten flexiblen Baustils zugunsten der von ihm in den gesamten westlichen Kalkalpen vertretenen streng nordvergenten Deckenkonzeption - hier verbunden mit starrer Bruchtektonik (Klesenza- und Formarin-Störung). Dabei auftretenden Schwierigkeiten begegnete er mit der Hypothese einer Reliefüberschiebung im Marultal, die M. RICHTER (1956) mit Recht bestritt. Das besondere Verdienst AMPFERER's an der Erforschung der Vorarlberger Kalkalpen ist aber unzweifelhaft. Er bereicherte entscheidend die Detailkenntnis durch um-

fangreiche Kartiertätigkeit in diesem Gebiet. So entdeckte AMPFERER (1930) das Klesenza-Fenster, dessen abartige Kreidefazies er für Flysch hielt. Seine 1932 und 1937 erschienenen Blätter Klostertaler Alpen 1:25.000 und Stuben 1:75.000 sind noch heute unentbehrlich.

Nach BEURLEN (1943) meldeten sich immer mehr Zweifel an der Decken-Konzeption AMPFERER's im Westteil der Nördlichen Kalkalpen. In zahlreichen Untersuchungen gelang es seither, die einzelnen kalkalpinen Decken in kleinere Schubeinheiten aufzulösen, was TOLLMANN (1970 a,b,c) neuerdings wieder heftig bestritt. Im Gebiet südöstlich des Großen Walsertales waren an dieser Revision M.RICHTER (1956), HUCKRIEDE (1958) und SCHIDLOWSKI (1961 u.1962) beteiligt. M.RICHTER (1956) hielt aber an den vertikalen Störungen vom "Typ Klesenza" im Sinne AMPFERER's fest und erklärte sie durch Zerfall der oberostalpinen Decke "in jeweils im Norden höherliegende Schollen" durch den "Anstieg des Helvetikums nach Norden und Westen". HUCKRIEDE (1956) erkannte wie schon HAAS (1909), daß die Formarin-Störung als auch die Klesenza-Störung aus südvergenten Strukturen abzuleiten sind. Das Klesenza-Fenster baute er zu einer komplizierten Mulde um. SCHIDLOWSKI (1960) verteidigte die Fensternatur des Klesenza-Vorkommens vorwiegend aus faziellen Gründen und kehrte zu der tektonischen Deutung von M.RICHTER (1956) zurück.

Nach anfänglichen Zweifeln am Deckenbau der nördlichen Kalkalpen wird deren Allochthonie als Ganzes heute weitgehend anerkannt. Heftig umstritten bleiben aber die Herkunft der oberostalpinen Decke und die Datierung der Hauptbewegungsphasen. Die konkurrierenden Meinungen lassen sich im wesentlichen in zwei Gruppen ordnen: Auf der einen Seite wird extremer Fernschub des Ostalpins mit scharf getrennter Deckengliederung vertreten. Danach haben sich ebenso scharf getrennte wie lang durchhaltende Fazieströge nach einem bereits vorgosauisch einsetzenden strengen Fahrplan am Deckenbau beteiligt. Auf der anderen Seite hat sich die Vorstellung eines "sparsameren" Fernschubes (CLAR 1965) ohne interne Deckengliederung mindestens des westlichen Oberostalpins entwickelt. Danach liegen mehr oder weniger miteinander verzahnte Faziesbereiche auch nach dem Deckenschub - abgesehen von zu-

rückgebliebenen oder verschürften Teilen - noch in ihrer ursprünglichen Anordnung und wurden von einer faziell unscharf trennenden Tektonik mit zeitlich uneinheitlichem, aber richtungsmäßig überschaubarem Bewegungsbild mehr oder weniger gebunden verfaltet.

Die letztere Meinungsgruppe wird wesentlich von neueren großräumigen paläogeographisch-sedimentologischen Untersuchungen innerhalb der Kalkalpen gestützt, die im bearbeiteten Gebiet mit JACOBSHAGEN (1965) (Allgäu-Schichten) begannen. Mit einbezogen wurde das bearbeitete Gebiet auch von FABRICIUS (1967) (Rät/Lias), HARSCH (1968) (Raibler-Schichten), CZURDA & NICKLAS (1970) (Hauptdolomit). Diese Arbeiten sind nach GUBLER (1927) hier auch die ersten systematischen stratigraphisch-faziellen Untersuchungen.

Der Kalkalpen-Nordrand war als auffälliger Grenzbereich schon frühzeitig aufgefallen. STEINMANN (1906:21) faßte die mit basischen Eruptivgesteinen verknüpften Sedimente, die den Kalkalpenrand zwischen Flysch und Ostalpin begleiten, erstmals zu einer selbständigen tektonischen Einheit, der "Rhätischen Decke", zusammen. M.RICHTER (1922:54) übernahm hierfür die in der Schweiz geprägte Bezeichnung "Aroser Schuppenzone" und sah in diesen Gesteinen (1929) verschleppte Reste der "oberostalpinen Geantiklinale". Auch im Klesenza-Fenster wies er 1956 "Aroser Zone" nach. D.RICHTER (1956) fand weitere Vorkommen am Kalkalpenrand im Großen Walsertal und bestätigte (1957) die Beheimatung der "unterostalpinen Arosa-Zone" - allerdings mit scharfer tektonischer Trennung - im "ehemaligen Nordbereich vor der oberostalpinen Decke". Nachdem bereits E.KRAUS (1932) die Kreide-Serie der westlichen Zitterklapfen-Schuppe als "autochthonen oberostalpinen Kreideflysch" bezeichnet hatte, hielt BLUMENTHAL (1936) "gosauähnliche Mergel" im hangenden Teil der Zitterklapfen-Schuppe für überschobene Teile der "Seewaldsee-Zone" (= Arosa-Zone) am Kalkalpenrand. Auch D.RICHTER (1956) trennte die Kreide-Bildungen der Zitterklapfen-Schuppe und große Bereiche des Partnom-Halbfensters (Vorarlberger Flysch) ab und stellte sie zur "Arosa-Zone". JACOBSHAGEN & OTTE (1968) revidierten diesen Befund u.a. im Zusammenhang mit dieser Arbeit weitgehend und stellten - besonders im Großen Walsertal - engste

Faziesbeziehungen in den Kreide-Serien zwischen Oberostalpin und der Arosa-Zone fest. Neben diesem Faziesübergang in N-S-Richtung wurde ein ebensolcher auch in W-E-Richtung gefolgert. Diese Ergebnisse wurden von TOLLMANN (1970 a:336) und M. RICHTER (1970:620) ohne neue Beobachtungen bestritten, von Untersuchungen im Ost-Westalpen-Grenzraum (STRAUB (1958), TRÜMPY (1960), STREIFF (1962) und Dietrich (1969) aber eher gestützt.

An der Erforschung des Flyschs am Kalkalpenrand des Arbeitsgebietes waren in jüngerer Zeit vor allem ALLEMANN, BLASER & NÄNNY (1951), BLASER (1952), M. RICHTER (1957 und 1966), OBERHAUSER (1956 und 1958) und BETTENSTAEDT (1958) beteiligt. Auch hier haben stratigraphische und fazielle Übergänge immer mehr zuvor konstruierte Deckengrenzen abgelöst. Eine gute Zusammenfassung von Definitionen, stratigraphischen und sedimentologischen Ergebnissen sowie der verbliebenen Probleme im nordalpinen Flysch gab PREY (1968).

STRATIGRAPHIE UND FAZIES

Der Vorarlberger Flysch.

Vom Vorarlberger Flysch wurden am Kalkalpenrand im Großen Walsertal lediglich die höchsten und umstrittenen Abschnitte, besonders hinsichtlich der tektonischen Abgrenzung gegen das Oberostalpin, mit in das Arbeitsgebiet einbezogen.

Verbreitung:

Der Vorarlberger Flysch nimmt am Kalkalpenrand jeweils die tieferen, südlichen Talhänge ein und ist dort nur in den größeren, steilen Bachanrissen erschlossen. Er greift außerdem zwischen den beiden nördlichsten kalkalpinen Schuppen (Zit-terklapfen- und Wandfluh-Schuppe) vom Kalkalpenrand bei Marul bis zur Oberen Partnom-Alm als schuppenartiges Halbfenster nach Osten ein. Auch hier finden sich größere Aufschlüsse nur in den unwegsamen Einschnitten des Steintobels und des Weidenbaches.

Den besten Einblick in die Flysch-Serie geben Aufschlüsse an der Straße von Marul nach Raggal, ferner in den steilen Einschnitten des Grenz-Baches und des Weiden-Baches südlich Garsella.

Die Stratigraphie des südlichen Vorarlberger Flyschs

wurde erstmals von ALLEMAN, BLASER & NÄNNY (1951) mikropaläontologisch gesichert. Ältere - mehr auf lithologischen Vergleichen basierende - Gliederungsversuche im Großen Walsertal von E.KRAUS (1932) sind damit weitgehend revidiert worden. Ausgehend vom Fürstentum Liechtenstein übertrugen die Autoren auch die Benennung der Flysch-Serien nach dortigen Typlokalitäten auf das östliche Vorarlberg. Danach liegt die oberostalpine Decke im großen Walsertal auf dem jüngsten Vorarlberger Flysch, der Fanöla-Serie (Maastricht), die nach unten durch fazielle Übergänge mit der Planknerbrücke-Serie (Campan und Maastricht) verbunden ist.

In der Fanöla-Serie (f1) wechsellagern schwarz-braune, siltige Tonschiefer mit dm-bankigen (10-60cm), meist karbonatisch gebundenen, wulstigen und häufig gradierten Sandsteinen, die mit zunehmendem Schwammnadel-Gehalt in kieselige Partien übergehen. Gelegentlich auftretende mittelgraue, kieselige, feinkristalline Kalke enthalten ebenfalls häufig massenhaft Schwammnadeln. Nach oben schalten sich bis zu mehrere Meter mächtige hell- bis mittelgraue kompakte Mergel (Korngröße im Siltbereich) ein, während die schwarzen Tonschiefer zurücktreten. Die höchsten Partien bestehen aus Wechsellagerung von hellgrauen Mergelschiefern mit cm-dm-bankigen, stets reichlich Glimmer führenden, harten Quarzsandsteinen, Kalkpsammiten und (seltener) feinkristallinen, meist kieseligen, bräunlich-grauen bis blaugrauen Kalcken. Grobe Breccien habe ich nicht beobachtet. Quarzitisches Feinbreccien treten besonders am Guggernülli (1736 m) nördlich Marul in zahlreichen Schichtköpfen zutage. Im Gegensatz zu älteren Planknerbrücke-Serie (außerhalb des Arbeitsgebietes), die durch zyklische Gliederung gradierter Abfolgen gekennzeichnet ist, weist die Fanöla-Serie eher abrupte Fazieswechsel auf. Lebensspuren sind sehr selten.

Unter der Zitterklapfen-Schuppe gab D.RICHTER (1956) als höchste Einheit noch einen schmalen Streifen von "Zementmergeln" der Oberstdorfer-Decke an. Ich habe im bearbeiteten Gebiet dafür weder tektonische (s.Seite 113), noch fazielle Hinweise gefunden.

Das Partnom-Halbfenster

Das Partnom-Halbfenster hatte bereits GUBLER (1927) entdeckt. Die weite Ausdehnung des Halbfensters nach Osten wurde von BLUMENTHAL (1936) und D.RICHTER (1956) zu Unrecht bestritten, es ist lediglich schmaler als GUBLER und AMPFERER (1931, 1937) annahmen. AMPFERER (1931, 1937) hielt auch die gröberklastische Kreide-Serie der Zitterklapfen-Schuppe östlich des Steintobels fälschlich für "Vorarlberger Kreideflysch". Andererseits schien es BLUMENTHAL (1936:460) "begründet, das Gebiet der Partnomalpen noch insgesamt den ... Allgäuschichten zuzuzählen". D.RICHTER (1956) hatte das Flysch-Halbfenster bis auf einen kleinen Rest im Bereich des Weiden-Baches reduziert, wo der obere Teil der Fanöla-Serie aufgeschlossen ist. Den gesamten Ost-Teil des Fensters hielt er für Arosa-Zone.

Im gut aufgeschlossenen; wenn auch mühsam begehbaren Einschnitt des Steintobels stößt man aber bei Versteilung des Bachprofils in 1310 m Höhe auf Gesteine, die unverwechselbar den lithologischen Habitus der Fanöla-Serie besitzen:

- Braun-schwarze, mürbe, siltige Ton-Schiefer wechsellagern mit
- a) bräunlich-grauen, dm-bankigen, mergeligen, lutitischen Kalken, die im Schliff viel bräunliches Pigment und leichte Einstreuung von Quarz-Körnern (bis 30 μ) zeigen (Ot 1017) und
 - b) mit Zunahme des Quarz-Gehaltes, in teilweise feingeschichtete siltige Tonsteine (Ot 1136) übergehen,
 - c) grauen, dm-bankigen Feinsandsteinen mit wechselndem Karbonat-Gehalt und
 - d) grauen, kieseligen Kalken mit feinkristalliner Matrix.

Bei den letzteren handelt es sich um Spiculite, die im südlichen Vorarlberger Flysch allgemein weitverbreitet sind. Sie werden wegen auffälliger diagenetischer Veränderungen näher beschrieben:

Das Gestein besteht überwiegend aus zumeist calcitischen und häufig eingeregeltten Schwammnadeln und korrodierten Quarzkörnern (bis 60 μ) in feinkristallinem, teils karbonatischem, teils quarzitischem Zement. In kleineren, häufig knollig absondernden Partien einer Bank ist der Porenraum zwischen angelösten, noch kieseligen Schwammnadeln vollständig mit feinkristallinem Quarz erfüllt. Es handelt sich hier jedoch nicht um Konkretionen, sondern um Relikte eines älteren Diagenese-Stadiums.

Nach Untersuchung einer Schliff-Serie bleibt zwar ungeklärt, ob alle Diagenese-Stadien überliefert sind, aber die Lithifikation war jedenfalls mit Ausscheidung von feinkristallinem Quarz im Porenraum, teilweiser Auflösung der Schwammnadeln und Korrosion der detritischen Quarz-Körner abgeschlossen.

Kleine karbonatische Einschlüsse in größeren, vielleicht authigenen Quarz-Kristallen könnten Relikte einer noch älteren, calcitischen Matrix sein (vergl. D.K.RICHTER 1971).

Von Klüften ausgehend erfolgt dann (Ot 1138, Abb.2) feinkristalliner Ersatz des Quarzes durch Calcit und in beiden Sprossung von Dolomit-Rhomboedern bis 100 μ Größe (Ot 1139, Abb.3), später Calcitisierung der Schwammnadeln (Einkristalle), Präparation und Korrosion der detritischen Quarzkörner.

Im Endstadium liegt der ältere, quarzitisches Zement nur noch in kleinen, zerschlitzten Inseln vor (Ot 1134, 1135, 1137, 1140).

Eine Datierung der Serie mit Mikrofossilien ist im Steintobel an dieser Stelle nicht gelungen, doch wird durch eine Schliffprobe aus mergeligen Feinsandsteinen im obersten Steintobel (Fellertobel) südwestlich der Ob. Partnom-Alpen in 1580 m Höhe ein Alter von Ob. Campan-Maastricht mit:

Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT)

Praeglobotruncana citae (BOLLI)

Globotruncana linneiana (d'ORBIGNY)

Globotruncana bulloides VOGLER

belegt.

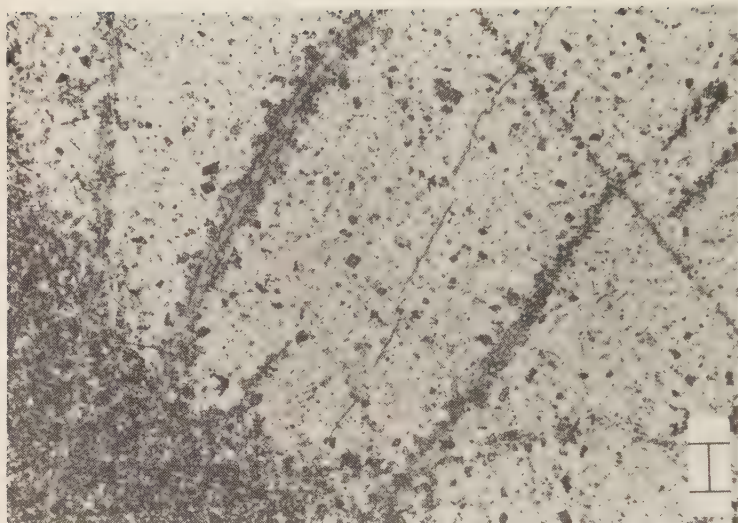


Abb. 2: Dünnschliff Ot 1138. Ersatz von kryptokristalliner Kieselsäure (hell) durch feinkristallinen Calcit (dunkel, links unten und an den Klüften). Maßstab: ca. 0,64 mm.

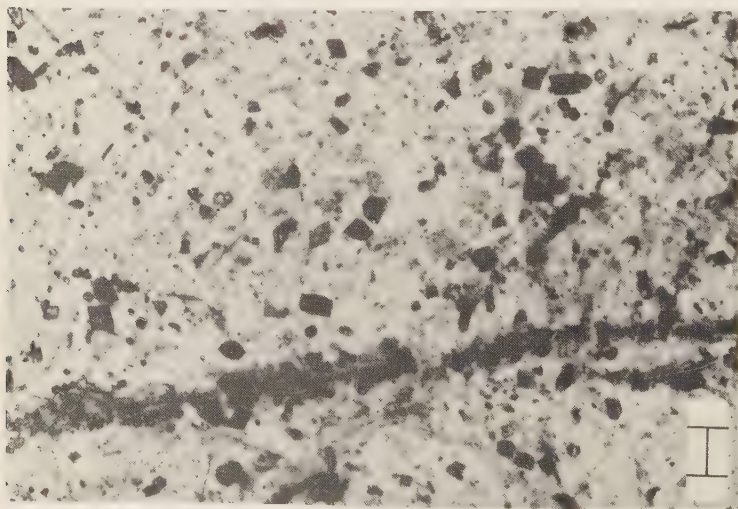


Abb. 3: Dünnschliff Ot 1139. Neugebildete Dolomit-Rhomboeder (dunkel) in kryptokrisalliner Kieselsäure. Maßstab: ca. 0,2 mm.

Ot 959: schlecht sortierter Feinsandstein mit eckigen Quarzkörnern (60-150 u), untergeordnet Glimmer und gut gerundete Glaukonit-Aggregate in tonig pigmentierter calcitischer Matrix. Neben mehreren Exemplaren der oben aufgeführten Fauna enthält der Schliff noch weitere nicht bestimmte Foraminiferen neben zahlreichen Schwammnadeln und Filamenten.

Die anderen Gesteine dieser Lokalität zeigen bereits oben beschriebene Fazies.

Die Fanöla-Serie des Partnom-Halbfensters läßt sich nach Osten bis zum West-Hang des Glattmars östlich der Ob. Partnom-Alm, d.h. bis zur Überschiebung der Wandfluh-Schuppe, verfolgen. Schliffproben (Ot 1227 u.1229) aus dort anstehenden, rauh anwitternden, hellgrauen, fein- bis mittelkörnigen Kalksandsteinen mit mehr oder weniger reicher Quarz- u. Glimmerführung und untergeordnetem Gehalt an Feldspäten und Glaukonit ergaben - wie zu erwarten - ein Maastricht-Alter, gesichert durch:

Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT)

Globotruncana calciformis (DE LAPPARENT)

Praeglobotruncana (?) *citae* (BOLLI)

Globotruncana cf. *contusa* CUSHMAN

Die Arosa-Zone ist in diesem Bereich entgegen D.RICHTER (1956) auf einen schmalen Schürfling südlich des eingeschuppten Flyschs an der Basis der Wandfluh-Schuppe beschränkt.

Das Ostalpin.

Die Schichtfolge des Ostalpins reicht im Arbeitsgebiet vom Anis bis in die höhere Kreide. Das vom Oberostalpin abgetrennte tiefere tektonische Stockwerk der Arosa-Zone enthält fast nur jüngeres Mesozoikum (ab Oberjura) und ist auf den Kalkalpenrand im Bereich der Zitterklapfen-Schuppe und drei tektonische Fenster beschränkt: Klesenza-Fenster, Fenster der Ob. Partnom-Alm und Fenster östlich des Postel-Kopfes bei Buchboden. Wegen der geringen faziellen Abweichungen werden die Schichtglieder der Arosa-Zone jeweils im Anschluß an die oberostalpinen Äquivalente beschrieben.

Alpiner Muschelkalk, Anis (m)

Die ältesten im Untersuchungsgebiet aufgeschlossenen Gesteine gehören dem Anis an ("Alpiner Muschelkalk"). Sie treten lediglich im nördlichen Rahmen des Klesenza-Fensters in vier kleinen Schürflingen unter Hauptdolomit und über Gesteinen der Arosa-Zone auf. Der größte Schürfling im Westen weist eine Mächtigkeit von ca. 40 m auf und besteht aus einer Abfolge dm-(10-30 cm)-bankiger, blaugrauer Kalke mit vereinzelt, teilweise verkieselten, grobkristallinen Dolomit-Knauern und wenigen gelben Dolomit-Bänken. Die Kalke sind teilweise stark geflasert und blättern dann dünnsschichtig auf. Dünnschliffe zeigen lutitische (um 10 μ) Kalke mit vereinzelt auftretenden detritischen Quarzkörnern (bis 30 μ) und zahlreichen stylolithischen Drucksuturen, die spätdiagenetisch angelegt worden sind. Mit Calcit verheilte Klüfte sind an den Suturen versetzt. Die Dolomite sind häufig laminiert. Stets untergeordnet beigemischte Calcit-Komponenten können lagenweise angereichert sein. Klüfte sind mit Calcit, untergeordnet auch mit Quarz verheilt.

Die beschriebene Lithofazies ist im Anis der Klostertaler Alpen und auch des Rätikons (KOBEL 1969) weit verbreitet. M. RICHTER (1956) und SCHIDLowski (1960) hielten die Vorkommen im Klesenza-Joch zwar - vermutlich wegen ihrer Lage direkt unter dem Hauptdolomit der Staffelfeder-Braunarlspitzschuppe - irrtümlich für Raibler Schichten. HUCKRIEDE (1958:228) stellte diese Gesteine aber nach Funden von Crinoiden-Resten, die er *Dadocrinus gracilis* (BUCH) zuordnete, erstmals zum Anis. Die Crinoiden-Reste sind im 2. Vorkommen von Osten (Taf.7) auf Schichtflächen gar nicht selten. Es handelt sich sicher um verdriftete Reste, da zweifelsfreie Armglieder nicht beobachtet wurden. Frau Dr. SIEVERTS-DORECK (Stuttgart) war auch geneigt, diese Reste am ehesten

Dadocrinus gracilis (BUCH)

zuzuordnen. Die Suche nach Conodonten in zahlreichen mit Monochloressigsäure aufgelösten Proben verlief negativ.

Raibler Schichten, Karn (r, rr)

Im kartierten Bereich kommt nur die oberste Abteilung der Raibler Schichten tektonisch reduziert und stark durchbewegt an den großen, die kalkalpinen Schuppen begrenzenden Störungen vor. An der Basis der Zitterklapfen-Schuppe am Kalkalpenrand sind die Raibler Schichten völlig abgeschürft worden.

Fazielle Ausbildung

Eine eingehende sedimentologische Bearbeitung der Raibler Schichten im Westteil der Nördlichen Kalkalpen führte HARSCH (1968) durch. Danach gehören die Raibler Schichten des bearbeiteten Gebietes der "Westfazies" (HARSCH 1968:55) an, die sich insbesondere durch Evaporite (Rauhwacken und Gipse) in der obersten Abteilung ("Horizont 2c") auszeichnet. Aus dieser salinar-lagunären Fazies folgert HARSCH (1970:264), "daß diese westlichen und nordwestlichen Gebiete im höheren Karn am weitesten vom offenen Meer entfernt lagen" und sich "die westlichen Grenzen des oberostalpinen, karnischen Sedimentationsraumes" abzeichnen.

Im basalen Teil der Wandfluh-Schuppe sind Raibler Schichten beiderseits des Hutla-Tales südlich Buchboden vertreten. Es handelt sich hier ausschließlich um ungeschichtete, dolomitische Trümmer-Rauhwacken mit überwiegend psammatischen, gelegentlich psephitischen Komponenten. HARSCH (1970:264) erklärte die Trümmer-Rauhwacken als "resedimentäre Bildungen", räumte aber ein, daß "spätere tektonische Bewegungen die Breccienbildung ... weitertrieb". Ich habe keine Hinweise für eine sedimentäre Entstehung gefunden und neige mit LEINE (1971) dazu, die Trümmer-Rauhwacken als tektonische Breccien und Mylonite der "Rauhwacken i.e.S." (HARSCH 1970) zu erklären, die untergeordnet auch immer wieder angetroffen wurden. Es handelt sich hier um meist gelbliche, ungeschichtete, inhomogene, löchrige, grobzellige Karbonatgesteine, die nach BRÜCKNER (1941) postdiagenetisch aus Dolomit-Gips-Sedimenten entstanden sind (vergl. auch D.K.RICHTER 1971).

Gips ist im Bereich der Wandfluh-Schuppe nur an einer Stelle erhalten. Tektonisch völlig separiert, aber im Zusammenhang mit Gesteinen der Arosa-Zone, befindet sich südöstlich der Oberen Partnom-Alm ein kleines Vorkommen von engverfaltetem, feinschichtigem Bändergips. Größere Vorkommen von ebenfalls tektonisch mobilisiertem und angestaumtem Bändergips befinden sich im Liegenden und Hangenden des Hauptdolomits der Staffelfeder-Braunarlspitzschuppe nördlich und westlich der Unteren Laguz-Alm und im Kern des Hauptdolomit-Sattels des Hohen Frassens im Bereich der Tiefensee-Alm. Wo die Gipsmassen nicht unmittelbar aufgeschlossen sind, weisen frische Dolinen auf ihre Existenz hin. Die Gipse werden zumeist von kleineren, verschürften Rauhwacken-Vorkommen begleitet.

Nördlich der Klesenza-Alm an der Klesenza-Störung am Bärenwang sind in einem schwer zugänglichen Anriß gefaltete und gestörte Raibler Schichten mit (von oben nach unten):

Hangendes: Hauptdolomit

- ca. 10m gelbanwitternde, fein-grobzellige
Rauhwacken
- ca. 2m dunkelgraue Tonschiefer mit 2 grünen,
Pflanzenhächsel und Glaukonit führenden
Sandsteinbänken und dünnen, feinschichtigen Dolomit-Bänken
- ca. 10m dm-m-bankige Dolomite und Kalke
- ca. 8m dunkelgraue Tonschiefer mit gelben
Mergelkalk-Linsen und dünnplattig
absondernden Sandsteinen.
- ca. 10m gebankte Dolomite
- ca. 3m fein-grobzellige Trümmerrauhwacken

vertreten, die den Horizonten 2 b und 2 c (HARSCH 1963) angehören könnten. Besonders die feinzelligen Trümmer-Rauhwacken lassen sich häufig nicht eindeutig von Hauptdolomit-Myloniten unterscheiden. Die Grenze zum hangenden Hauptdolomit ist deshalb dort unscharf, wo die basalen Teile des Hauptdolomites mylonitisiert sind. Dies mag auch der Grund dafür sein, daß

auf AMPFERER's Karten die Trümmer-Rauhdecken der Raibler Schichten dem Hauptdolomit zugeschlagen wurden, obwohl er sie (1931:196) eingehend beschrieben hat.

Die Hangendgrenze der Raibler Schichten(über dem obersten Tonschiefer-Horizont bzw. dem Top der obersten Rauhdecke) wird konventionell mit der Karn/Nor-Grenze gleichgesetzt.

Die inhomogene lithofazielle Ausbildung der Raibler Schichten mit großen Anteilen leicht deformierbarer Gesteine erklärt ihre tektonische Funktion als Abscherungs- und Gleithorizont der kalkalpinen Schuppen bzw. der oberostalpinen Decke in diesem Gebiet.

Hauptdolomit, Nor (hd)

Mit dem Hauptdolomit, der aus den gesamten Kalkalpen als mächtige, stets gut gebankte Dolomit-Folge bekannt ist, beginnt die zusammenhängende Schichtfolge des Arbeitsgebietes.

Verbreitung

Der Hauptdolomit umschließt im Nordosten, Osten und Süden das kartierte Gebiet und bildet (abgesehen von der Roten Wand) dessen höchste Gipfel. Die große tektonische Einheit der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe besteht fast ausschließlich aus Hauptdolomit.

Die Untergrenze des Hauptdolomites ist nirgends ungestört erschlossen. Im Hangenden wird er entweder vom Plattenkalk-Niveau oder von Kössener Schichten überlagert.

Fazies des Hauptdolomites

CZURDA & NICKLAS (1970) haben den Hauptdolomit der Klosters-taler Alpen und des Rätikon mikrofaziell und stratigraphisch untersucht. Sie belegten detailliert die vorwiegend inter-bis supratidale Entstehung dieser im Westteil der Nördlichen Kalkalpen so dominierenden Schichtfolge auf einem einheitlichen "Riesen-Schelf" im "ultrabackreef"-Bereich des Dachsteinkalkes (A.G.FISCHER 1964, ZANKL 1967 u.1971).

Übersichtsbeschreibungen geben auch alle in der näheren Umgebung durchgeführten regionalgeologischen Arbeiten (z.B. HUCKRIEDE 1959, MÜLLER-JUNGBLUTH 1970). KOCH (1959) und HÜCKEL & JACORSHAGEN (1962) wiesen zudem auf die Bedeutung geopetaler Anlagerungsgefüge im Hauptdolomit für die tektonische Analyse hin.

Entgegen CZURDA & NICKLAS (1970:182) sei bemerkt, daß die am Fuß der Hauptdolomit-Schichtfolge verbreitet auftretende monomikte Breccienlage ("Basisbreccie") nicht tektonisch zu erklären ist, für das einzige im Arbeitsgebiet beobachtete Vorkommen am Hauptdolomit-Riegel westlich der Klesenza-Alm schließe ich mich vielmehr STENGEL-RUTKOWSKI (1960), HARSCH (1968) und HELMCKE (1969) an, die diese Breccien für endostratisch hielten, weil die Komponenten dieser Breccien meist recht gut gerundet sind und auch keine Mylonitisierung zeigen.

Die Gesamtmächtigkeit des Hauptdolomites läßt sich nur im Bereich der Wandfluh-Schuppe bestimmen, wo sie östlich und westlich des unteren Hutla-Baches 500 - 600 m beträgt. Das Gebiet weiter nördlich im Bereich der Zitterklapfen-Schuppe läßt keine genaue Aussage zu, weil der Kontakt zu den Raibler Schichten fehlt. Die meßbare Mächtigkeit (auch außerhalb des Arbeitsgebietes am Zitterklapfen) ist durchweg geringer. Im Süden und Südosten des Arbeitsgebietes nimmt die Mächtigkeit bis auf 1500 m zu (CZURDA & NICKLAS 1970), was einem generellen Trend in den Nördlichen Kalkalpen entspricht.

Plattenkalk-Niveau (plk)

Aus der Hauptdolomit-Folge entwickelt sich verbreitet der "Plattenkalk" (GÜMBEL 1861) = "obernorische bis unterstrhätische Kalke und Dolomite" (HUCKRIEDE 1959:58 ff).

Da es sich hier nicht um eine wenigstens einigermaßen scharf abtrennbare stratigraphische Einheit handelt, schließe ich mich dem Begriff "Plattenkalk-Niveau" (MÜLLER-JUNGBLUTH 1970, CZURDA & NICKLAS 1970) an.

Verbreitung und stratigraphische Begrenzung.

Die größte Mächtigkeit (150 - 200 m) erreicht das Plattenkalk-Niveau östlich der Roten Wand. Sie nimmt im Rote-Wand-Synklinorium nach Westen auf 60 - 70 m ab. Im Bereich der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe ist das Plattenkalk-Niveau nicht erhalten. In der Wandfluh-Schuppe wird am Ost-Rand des Arbeitsgebietes eine Mächtigkeit bis zu 60 m erreicht, die nach Westen ebenfalls (mindestens teilweise infolge tektonischer Reduktion) rasch abnimmt. Im bearbeiteten Teil der Zitterklapfen-Schuppe am Kalkalpenrand ist das Plattenkalk-Niveau überhaupt nicht entwickelt.

Die Grenze des Plattenkalk-Niveaus gegen den Hauptdolomit ist sicherlich die biostratigraphisch am wenigsten fixierte Grenze in der gesamten untersuchten Schichtfolge. Sie schneidet auch infolge spätdiagenetischer Dolomitisierung die Bankung gelegentlich so auffällig, daß sich Verzahnungen sogar im Maßstab 1:10 000 auf der Karte darstellen lassen (z.B. nördlich Formarin-See).

Unter sedimentologischen Gesichtspunkten ist es sicher kousequent, als Untergrenze dieser Schichtfolge die erste Kalkbank zu wählen (HUCKRIEDE 1959 u. HELMCKE 1969 mit TRUSHEIM 1930). Da diese aber im Gelände nicht immer auffindbar oder wegen der spätdiagenetischen Dolomitisierung verschoben wurde, habe ich als Liegendgrenze in Übereinstimmung mit CZURDA & NICKLAS (1970) die Basis der ersten geschlossenen Kalk-Folge gewählt. Sie ist auch noch aus einiger Entfernung faßbar, weil die Kalkbänke gewöhnlich dunkler anwittern. Im Hangenden wird das Plattenkalk-Niveau von den Kössener Schichten überlagert.

Fazies des Plattenkalk-Niveaus

Die norisch-rätische Übergangsfazies des Plattenkalk-Niveaus besteht aus einer Dolomit-Kalk-Wechselfolge, in der zum Hangenden hin immer mehr graue, zum Teil massige Partikelkalke (vorw. Biogen-reiche Pelmikrite) dominieren.

Nach CZURDA & NICKLAS (1970) spiegelt die Fazies eine Verlagerung des Sedimentations-Niveaus in vorwiegend sub-tidale Bereiche mit stärkeren Oszillationen des Hauptdolomit-Schelfs wieder, der sich zunehmend in Schwellen und Becken differenzierte. Damit entstanden gleichzeitig lebensfreundlichere Biotope.

Die schönsten und zugänglichsten Profile im Plattenkalk-Niveau befinden sich östlich der Roten Wand ("Ober-Gschröf") und nördlich des Formarin-Sees ("Dachstein") über einer Wechselfolge von dm-bankigen Kalken und Dolomiten, die etwa das untere Drittel des Plattenkalk-Niveaus einnimmt, liegen mehr massige Partikelkalke mit Bankdicken bis zu mehreren Metern, die nur selten Dolomitlagen enthalten. Im unteren Teil der Folge lassen sich Dolomitierungs-Erscheinungen besonders gut studieren.

Die Dolomitierung der Hauptdolomit-Plattenkalk-Niveau-Serie erfolgte nach verbreiteter Ansicht synsedimentär - frühdiagenetisch, weil sich die verhältnismäßig gleichmäßige Dolomitierung der bis zu 2 000 m mächtigen Hauptdolomitfolge und die Dolomit-Kalk-Wechsellagerung kaum spätdiagenetisch erklären läßt. Eine Gegenüberstellung der Eigenschaften frühdiagenetischer und spätdiagenetischer Dolomite gaben FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT (1966). CZURDA & NICKLAS (1970) und auch MÜLLER-JUNGBLUTH (1970) behandelten diese Frage leider etwas pauschal. Danach sind die krypto-mikrokristallinen Dolomite ("Doloaphanite und -siltite"), Dolomit-Kalk-Rhythmite im mm-Bereich (SANDER 1936) und Algen-Stromatolithe im inter- supratidal-Bereich frühdiagenetisch dolomitisiert worden. In Abb. 4 erkennt man an zerbrochenen Dolomit-Krusten und deren Resedimentation als teilweise scharfkantige Intraklaste, daß lutitische bis arenitische Kalk-Dolomit-Laminite nicht nur frühdiagenetisch dolomitisiert, sondern auch früh lithifiziert waren (GERMANN 1969).

Arenitische Dolomite ("Doloarenite") sind nach CZURDA & NICKLAS (1970) spätdiagenetisch dolomitisiert worden, weil sie "stets ein Kristallisationsgefüge mit meist sub- bis euhedralen Dolomitriskristallen" zeigen. Eine (sekundäre) spät-

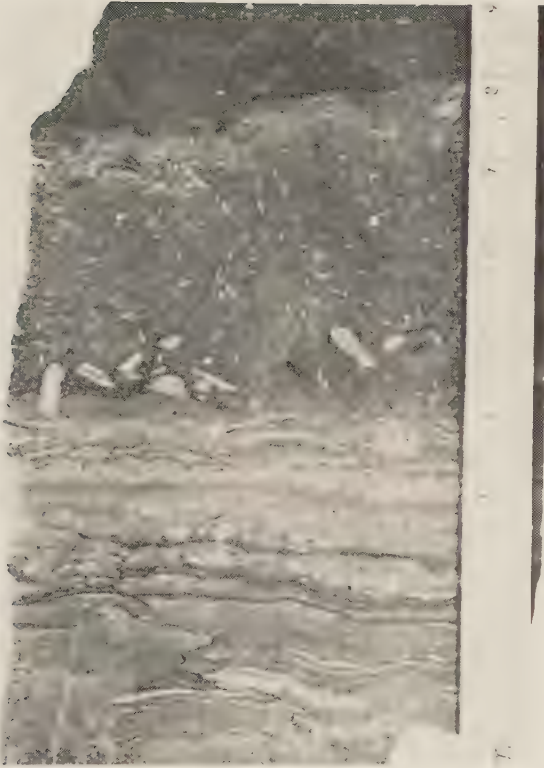


Abb. 4: Anschliff eines Handstückes aus dem Plattenkalk-Niveau. Intraklastreicher Partikelkalk (oben); Kalk/Dolomit-Laminat mit arenitisch-ruditischen Zwischenlagen (unten). hell: Dolomit, dunkel: Kalk. cm-Maßstab

diagenetische Dolomitisierung hat fraglos große Teile des Hauptdolomites erfaßt und dabei primäre Sedimentstrukturen verwischt (ZANKL 1971:164). Dies schließt aber nicht aus, daß die Gesteine bereits frühdiagenetisch dolomitisiert waren, was m.E. pars pro toto wahrscheinlich ist. Dazu zählen jedenfalls gröberkristalline Dolomite, die in darüberfolgenden Kalkbänken mit geringer Ortsverlagerung als Intraklaste resedimentiert wurden. Dolomitische mm-Rhythmite, die häufig als typische "Loferite" (A.G.FISCHER 1964) ausgebildet sind, weisen auf supratidale Entstehung, wie folgender Schliff aus einer Dolomit-Bank im Plattenkalk-Niveau am "Dachstein" nördlich des Formarin-Sees zeigt.

Ot 39 (Abb. 5): Wechsellagerung von Intraklast-reichem, krypto-mikrokristallinem Dolomit (2-15 μ) und äußerst feingeschichteten, kryptokristallinen Dolomitkrusten ("Loferite" = ?Algenmatten), ca. 4 mm dick, mit bird's eye-Strukturen. Die Dolomitkrusten sind zerbrochen, Teilstücke gegeneinander verschoben oder mit geringer Ortsverlagerung resedimentiert worden. Hohlraumfüllungen und Klüfte: grobspätiger Calcit. Makrokristalline, dolomitische Wurmbauten in einer arenitischen Kalkbank im unteren Plattenkalk-Niveau nordwestlich der Formarin-Alm in unmittelbarer Nachbarschaft von arenitischen Dolomit-Bänken legten den Verdacht nahe, daß bereits frühdiagenetisch Dolomit vorlag, der in die Kalkbank verschleppt wurde. Allerdings könnte hier auch an spätdiagenetische, selektive Dolomitisierung gedacht werden. Die in ihrem Umfang noch nicht zu übersehenden Erscheinungen selektiver Dolomitisierung wurden im Hauptdolomit noch nicht bearbeitet.

Eindeutig spätdiagenetische Dolomitisierung zeigt am deutlichsten der Verzahnungsbereich Hauptdolomit-Plattenkalk-Niveau nördlich des Formarin-Sees am "Dachstein". Hier greift die Dolomitisierung azendent über viele Bankgrenzen hinweg in Partikelkalke unterschiedlicher Zusammensetzung mit häufig stylolithischen Begrenzungen vor (Abb. 6). Ähnliches beschrieb HELMCKE (1969:22) aus dem östlich anschließenden Gebiet (Spuller-See-Mulde). Neben dolosparitischen Kluftfüllungen und störungsparalleler Dolomitisierung gehört



Abb. 5: Dünnschliff Ot 39. Teilweise zerbrochene Dolomitkrusten ("Loferite"), Plattenkalk-Niveau. Vergl. S. 20. Maßstab: ca. 0.64 mm.

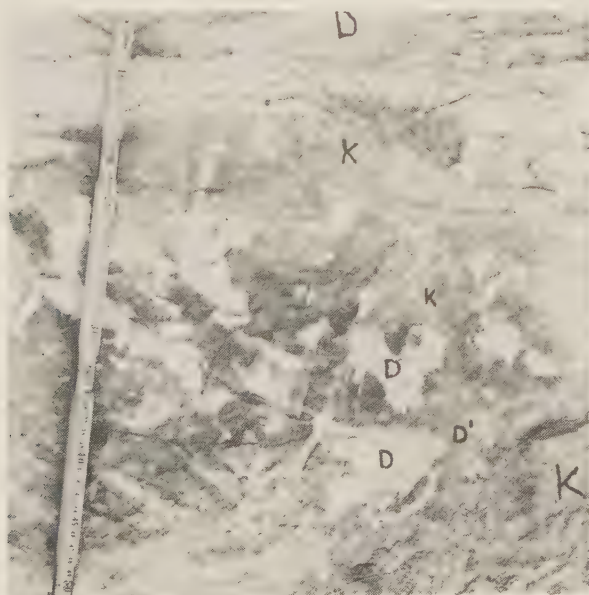


Abb. 6: Spätdiagenetische Dolomitisierung im Plattenkalk-Niveau. Einzelne Dolomit-Areale stylolithisch begrenzt.

hierher auch ein auffällig gelb anwitternder (im Bruch bläulich-grauer) Dolomit-Typ, der im Plattenkalk-Niveau ebenfalls häufiger in Störungsnähe aufgefunden wurde. Dieser mikrokristalline (10 - 20 μ) und sehr homogene Dolomit ("microsparite" nach FOLK 1965) greift ebenfalls in kleinen Arealen über Bankgrenzen hinweg.

Der Biogen-Inhalt von Hauptdolomit und Plattenkalk-Niveau ist detailliert von CZURDA & NICKLAS (1970) beschrieben und ökologisch ausgewertet worden. Zu ergänzen ist, daß großwüchsige Megalodonten auch im bearbeiteten Bereich stellenweise gehäuft und auch in Lebens-Stellung angetroffen wurden: südöstlich der Roten Wand im großen Kar und im "Ober-Gschröf" nahe des Höhenwegs zwischen Formarin-Alm und Klesenza-Joch. An beiden Lokalitäten im oberen Plattenkalk-Niveau finden sich Querschnitte von Megalodonten horizontiert in besonders dickbankigen Partikelkalken (4 - 6 m), die mit dünnbankigen Dolomiten wechsellagern. Das läßt immerhin darauf schließen, daß subtidale Bereiche mit langandauernd unveränderten Sedimentationsbedingungen für diese Megalodonten günstige Lebensräume darstellten.

Biostratigraphisch reicht das Plattenkalk-Niveau bis ins tiefere Rät, was seit AMMON (1878:46f) bekannt ist und von HUCKRIEDE (1959:59f) weiter belegt wurde.

Hauptdolomit und Plattenkalk-Niveau als tektonisches Stockwerk.

Auf tektonische Beanspruchungen hat die petrographisch relativ homogene Schichtfolge von Hauptdolomit und Plattenkalk-Niveau überwiegend als starre Platte mit großräumiger Faltung und Bruchdeformationen reagiert (Schuppen-Tektonik) und bildet gegenüber den darüberfolgenden "Jungschichten", die wesentlich höhere Teilbeweglichkeiten besitzen, häufig ein eigenes tektonisches Stockwerk. Gelegentlich kommt aber auch die höhere Teilbeweglichkeit der Gesteine des Plattenkalk-Niveaus gegenüber dem Hauptdolomit zum Ausdruck. So haben tektonische Beanspruchungen im Bereich des Klesenza-Fensters zu engräumiger Verfaltung (m-Bereich) im Plattenkalk-Niveau geführt (Abb.39),

was im Hauptdolomit ausgesprochen selten ist. Hier führte extreme Beanspruchung vielmehr zu Mylonitisierung.

Kössener Schichten, Rät (Kö).

Verbreitung und stratigraphische Begrenzung.

Über der geschlossenen Karbonatfolge des Hauptdolomites und Plattenkalkes setzen die großenteils pelitischen Kössener Schichten ein. Der große Anteil weicher, der Verwitterung wenig Widerstand bietender Gesteine führte in ihrem Bereich verbreitet zu Hangverflachungen. Sie werden deshalb oft von Hangschutt und/oder Vegetation verhüllt. Trotz großzügiger Auslegung des Begriffs "anstehend" täuscht dies bei der reinen Aufschlußkartierung eine verhältnismäßig geringe Verbreitung vor. Die Untergrenze der Kössener Schichten ist scharf und wurde mit Einsetzen der ersten dickeren Mergellage gezogen. Zum Hangenden werden die Kössener Schichten von der verbreiteten "Riff-Fazies" des Rätolias-Kalkes abgelöst (Rote Wand-Synklinorium). In der Wandfluh-Schuppe hält die "Becken-Fazies" bis zur Rät/Lias-Grenze durch. Hier werden die Kössener Schichten unmittelbar von den Allgäu-Schichten überlagert. Im Bereich der Zitterklapfen-Schuppe schaltet sich die "Riff-Fazies" im höheren Teil als massige Kalk-Folge ("Oberrätkalk") ein. Der Rätolias-Kalk wird unten gesondert beschrieben.

Über die wahre Mächtigkeit und genaue Profilabfolgen der Kössener Schichten kann häufig keine verbindliche Aussage gemacht werden, da sie wegen ihrer hohen Teilbeweglichkeit tektonisch selektiv reduziert oder auch angestaut sein können.

Bemerkungen zur Fazies der Kössener Schichten.

Im folgenden werden die charakteristischen Sedimente näher beschrieben:

- a) Ton- und Mergelschiefer
- b) Kalke

- a) Dunkelgraue bis schwarze, schuppig absondernde, weiche Tonschiefer und etwas hellere, häufig griffelig absondernde und härtere Mergelschiefer bilden den Hauptanteil der Serie. Die Feinkörnigkeit, die Erhaltung der Feinschichtung und die Schwarzfärbung (hoher Pyritgehalt) des Sedimentes weisen auf ein ruhiges, schlecht durchlüftetes Ablagerungsmilieu (vergl. FABRICIUS 1961, 1966), was auch die auffällige Armut an benthonischer Fauna erklärt. Für lokal auftretende (nur Wandfluh-Schuppe) Rot-Pelite (häufig "Schattwalder Fazies" genannt) ist das Ablagerungsmilieu nicht so eindeutig zu bestimmen. Rotpelit-Horizonte kommen in triadischen Riff-Kalken immer wieder vor und wurden vielfach (z.B. SARNTHEIN 1966 u. 1968, LEUTENEGGER 1928) als "lateritische Einschwemmungen" erklärt. Es ist aber fraglich, ob das feine Hämatit-Pigment von Roterden den Transport im marinen Milieu übersteht (HINZE & MEISCHNER 1967). Gegen lateritischen Ursprung spricht, daß diese Rotpelite isoliert vorkommen und meist rasch auskeilen. Da sie häufig in Nachbarschaft von Knollenkalken mit roten Omissionsflächen auftreten, neige ich zu der Annahme, daß sie bei relativ geringen Sedimentationsraten in situ oxidiert wurden. Sie sind ebenso fossilarm wie die Schwarz-Schiefer. Gelegentliche Farhumschläge nach grün können diagenetisch erklärt werden. Diese Deutung der Rotfärbung wird in Analogie zu Erklärungen der Rotfärbung in Unterlias-Rotkalken von FABRICIUS (1962) und JURGAN (1969) gegeben (vergl. auch E. FLÜGEL & TIETZ 1971).
- b) Die eingeschalteten Kalke sind in vielerlei Beziehung sehr uneinheitlich und müssen sowohl ökologisch als auch sedimentologisch unterschiedlich erklärt werden, was bereits FABRICIUS (1966) betonte. Auffallend ist zunächst der Reichtum an Makrofaunen, die eine erste Gliederungsmöglichkeit bieten:
- 1) Nicht selten völlig sterile, meist schwarze, lutitische Kalke stehen der oben beschriebenen "Schlammfazies" am nächsten. Diese Kalksiltite weisen im Schliff häufig lagenweise Anreicherung von detritischen Quarzkörnern auf. (Ot 149)

- 2) vereinzelt Brachiopoden- und Lamellibranchiaten-führende Kalke, Lamellibranchiaten-Schillkalke ("Kössener Lumachellen"), die besonders typisch sind.

Ot 145 ("Schwarzfurgge" südlich Rote Wand):
feiner Lamellibranchiaten-Biomikrit.
Schalenbruchstücke sind oberflächlich
mit Mikritsäumen ummantelt (onkoidische
Mäntel) und angebohrt (Abb. 7).

- 3) Brachiopoden-Kalke und Schillkalke, häufig mit Crinoiden-Schill.
- 4) Korallen-Kalke mit kleinwüchsigen, ästigen Korallen ("Thecosmilien"), krustenbildenden Korallen (Thamnasteria sp.u.a.), Einzelkorallen (Montlivaultia sp.), Bryozoen, kleineren Kalkschwämmen und ästigen Hydrozoen, um nur die häufigsten Gruppen zu nennen.

Umfassende Faunenlisten, die den Arten- und Individuen-Reichtum der Kössener Schichten zeigen, sind von KÜHN (1942) und HUCKRIEDE (1956, 1959) zusammengestellt worden.

In der Reihenfolge der aufgeführten Kalkfazies, deren Biotope sich häufig überschneiden, läßt sich außerdem gewöhnlich eine Vergrößerung der Sedimentpartikel (Matrix überwiegend mikritisch) und abnehmende Schwarzfärbung durch feinverteilten Pyrit feststellen. Eine Besonderheit bilden dünnbankige Oolithe. Daraus müssen in der dargestellten Reihenfolge zunehmende Wasserbewegung und Belüftung und abnehmende reduzierende Einflüsse im Sediment gefolgert werden.

Zyklische Gliederungen, etwa in der oben dargestellten Reihenfolge, sind allerdings an keiner Stelle ausgebildet, obwohl Kalkbänke häufiger geschlossene Pakete bilden. Die gesamte Kössener Schichtfolge zeichnet sich vielmehr durch ausgeprägt rhythmische Fazieswechsel ("Überlagerungsrhythmite" FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970:607) ohne längeranhaltende bzw. erkennbare, kontinuierliche Faziesentwicklungen aus.

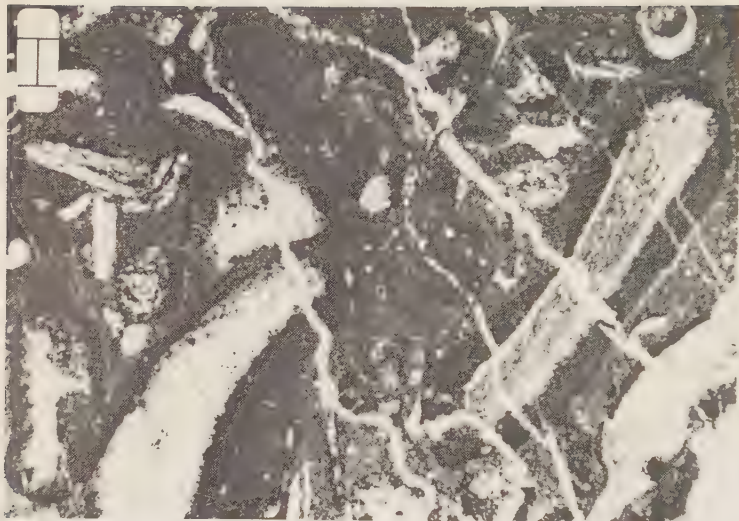


Abb. 7: Dünnschliff Ot 145. Erläuterung siehe Seite 25.
Maßstab: ca. 0,64 mm.

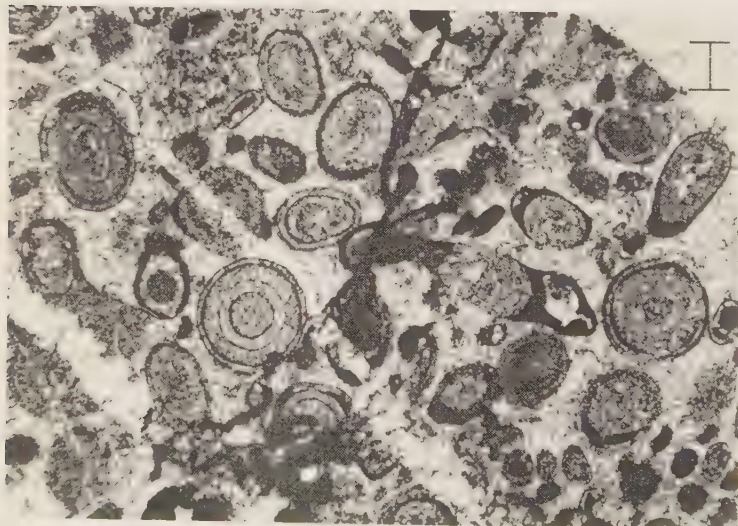


Abb. 8: Dünnschliff Ot 135. Erläuterung siehe Seite 27.
Maßstab: ca. 0,2 mm.

Einen anschaulichen Eindruck von den "plötzlichen" Fazieswechseln gibt ein Profilausschnitt in der "Schwarzfurgge" südlich der Roten Wand:

1 m Wechselfolge aus braunschwarzen; (mm)-feinschichtigen Tonschiefern; gelblichgrauen, flaserigen Mergeln und Mergelkalken mit mm- bis cm-Schichtung; 5 - 10 cm-bankige lutitische Korallenkalke und wenige 7 - 10 cm-bankige, wulstige Lumachellen.

0,25 m oolithischer Kalk, gelb anwitternd (Ot 135).

1,9 m Wechselfolge aus 7 - 25 cm-bankigen, dunklen, lutitischen Kalken und cm-schichtigen, flaserigen Mergelkalken mit einer Schillage im Mittelteil.

Ot 135 ('Schwarzfurgge' südl. Rote Wand): Oosparit. Mikritische Anlagerungen (Mikrithöcker) bei etwa 50 % der Ooide sprechen für Umlagerung aus nur schwach lithifizierten Mikriten, da Ooide nicht zerbrochen auftreten. Untergeordnet Intraklaste (Abb. 8).

Oolithe sind aus der Becken-Fazies des Rät meines Wissens noch nicht beschrieben worden. Sie zeigen, daß auch das Becken mitunter äußerst flach gewesen sein muß. Aus den Fazieswechseln läßt sich allerdings vorläufig keine sichere bathymetrische Feingliederung (OHLEN 1959) des im Ganzen sicher nicht tiefen Beckens ableiten, obwohl die Annahme rhythmischer Meeresspiegelschwankungen bzw. Oszillationen des Meeresbodens naheliegt. Es ist aber nicht zwingend, z.B. der "euxinischen" Schlammfazies ein relativ tieferes Milieu zuzuordnen. Ebenso gut könnte man annehmen, daß eine kontinuierliche Ton-Silt-Sedimentation bei gleichzeitiger Plankton-Blüte im ruhigen, schlecht durchlüfteten Flachwasser-Bereich die Ansiedlung benthonischer Faunen verhinderte und zu einem negativen Redox-Potential im Sediment führte.

Ebenso vielfältig wie die Interngefüge ist die äußere Erscheinung der Kalke. Die Bankmächtigkeiten schwanken zwischen wenigen cm und ca. 1 m. Wohl den durchschnittlichen Sedimentationsraten



Abb. 9: Load-casts auf Unterseite einer Kalkbank.
Kössener Schichten, Schwarzfurgge.

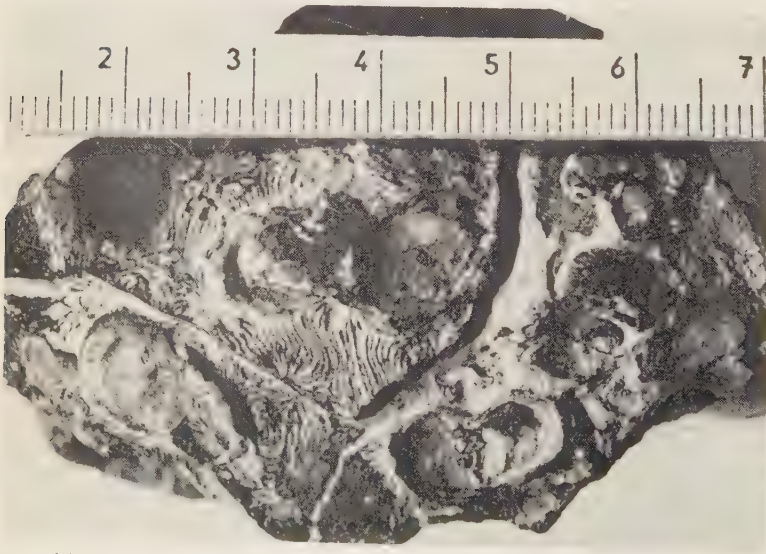


Abb. 10: Zerbrochene Thamnasteria-Kolonie mit auf-
sitzenden Fußscheiben von Einzelkorallen. Mergelige
Spaltenfüllungen. Kössener Schichten.

entsprechend, sind die mehr oder weniger fossilarmen lutitischen Kalke überwiegend dünnbankig, während die ganz dicken Bänke stets von Partikelkalen oder von Kalen mit Biogen-Ablagerung (insbesondere Korallenkalke) gebildet werden. Aus der regelmäßig dünnen Bankung der feinkörnigen und dunklen, fossilarmen Kalke (selten dicker als 5 - 10 cm) könnte man schließen, daß die rhythmischen Sedimentationsveränderungen in zeitlich etwa gleichen Abständen eintraten. Verbindliche Aussagen können aber ohne genauere statistische Untersuchungen nicht gemacht werden.

Für die Kössener Kalke sind unebene Schichtflächen charakteristisch. Die Entstehung der Sediment-Strukturen wird von FABRICIUS (1966:14f.) mit unterschiedlich starker Kompaktion durch wechselnden Kalkgehalt, unterschiedlichen Externabtrag, Subsolution oder Diagenese erklärt. Dazu kommen unterschiedliche Kompaktion zwischengeschalteter Mergellagen, die gelegentlich zur Ausbildung echter Load-casts führte (Abb. 9), und unterschiedlich starke Biogen-Anlagerung (insbesondere bei den dünnbankigen Korallen-Kalen).

Eine Gegenüberstellung von Hart- und Weichböden im Rät der westlichen Kalkalpen gab FABRICIUS (1968). Mir sind besonders Risse in dünnschichtigen (cm-Bereich) Biogenkalen (Abb. 10) und in Mergel-Kalk-Rhythmiten ("temporary hard bottom" FABRICIUS 1968) aufgefallen, die mit Mergeln ausgefüllt sind und Trockenriß-ähnliche Muster ergeben. Sie können durch unterschiedliche Kompaktion oder auch durch biogene Überlastung einer harten Kruste erklärt werden.

Ausbildung der Kössener Schichten im Rote Wand-Synklinorium.

Die weitaus größte Mächtigkeit mit ca. 100 - 140 m wird im Rote Wand-Synklinorium erreicht, obwohl die Kössener Schichten hier weniger als die Hälfte der gesamten Rät-Serie ausmachen. Mit Ausbildung einer Sequenz hellgrauer Partikelkalke im Mittelteil der Schichtfolge ("Mittelrippe" BANNERT 1964:14f., HELMCKE 1969:21ff., HÜCKEL 1960:19f.) nimmt die Mächtigkeit außerhalb des Kartierungsgebietes nach Osten zu. Der oberste Abschnitt der Schichtfolge ist reicher an Kalen, auch die Bankmächtigkeiten werden größer (teilweise über 5 m). Es steht außer Frage, daß es sich hier um eine Übergangs-

fazies handelt, die zum hangenden Rätolias-Kalk vermittelt. Am besten zugänglich und am besten aufgeschlossen, wenn auch stark gestört, ist das Kössener Schichten-Profil in der "Schwarzfurgge" südlich der Roten Wand.

Das Rät in der Wandfluh-Schuppe.

Im bearbeiteten Teil der Wandfluh-Schuppe finden sich größere Aufschlüsse mit Kössener Schichten nur am Nordhang des "Glattmar" südöstlich der Unteren Partnom-Alm. (Profil-Tafel, P 3). Über einer größeren etwa schichtparallelen Störung am Kontakt zum Hauptdolomit folgen hier übereinander:

- | | | |
|------|-----------|--|
| alt: | ca. 20 m | schwarze und graubraune Tonschiefer und Mergel, die mehrere bis zu 0,5 m dicke, intensiv gelb anwitternde Kalke enthalten. |
| | ca. 2,5 m | mit zwei "Korallen"-Kalk-Bänken und zwischengelagerten Mergeln. |
| | 4-6 m | rote (unten) und gelblich-graue (oben) Ton- und Mergelschiefer. |
| | 5 m | hell-mittelgraue dm-bankige Partikelkalke mit wulstigen Schichtflächen (viele Crinoiden-Reste) |
| | ca. 5 m | Wechselfolge von Ton- und Mergelschiefern und dm-bankigen Kalken. |

jung:

Im Hangenden folgen die Allgäu-Schichten.

Das gesamte Rät erreicht hier kaum 40 m Mächtigkeit. Auch wenn man berücksichtigt, daß die Schichtfolge im unteren Teil tektonisch abgeschnitten ist, dürfte auch innerhalb der Wandfluh-Schuppe die Mächtigkeit nach Osten anwachsen. Im Bereich der Wang-Spitze, östlich des Hutla-Tales, wo die Kössener Schichten etwa 60 - 80 m Mächtigkeit erreichen, schalten sich dickere Kalksequenzen ein, die außerhalb des kartierten Gebietes im Osten noch mächtiger entwickelt sind. Eine in sich geschlossene Abteilung der "Riff-Fazies" (Oberrätkalk oder Rätolias-kalk) gibt es in der Wandfluh-Schuppe nicht (vergl. SCHIDLOWSKI 1961).

Das Rät in der Zitterklapfen-Schuppe.

In der Zitterklapfen-Schuppe am Kalkalpenrand ist die Schichtfolge des Rät westlich des Steintobels oft bis auf wenige Meter tektonisch ausgedünnt worden. Genaue Mächtigkeitsangaben sind deshalb nicht möglich. Dennoch ist in den meisten Profilen die ursprüngliche Dreigliederung erhalten:

Obere Kössener-Fazies "Schlamm-Fazies"

Massiger Rätkalk (Oberrätkalk) "Riff-Fazies"

Kössener Schichten "Schlamm-Fazies"

Die Kössener Schichten s.str. erreichen hier max. ca. 50 bis 60 m Mächtigkeit (östlich des "Postel-Kopfes" bei Buchboden). Gewöhnlich liegt sie aber weit darunter. Im Einschnitt des "Steintobels" südlich Sonntag wurden über Hauptdolomit in den untersten Mergelschiefern der Kössener Schichten noch mehrere Meter Dolomit-Bänke beobachtet, die sehr an die Fazies des Plattenkalk-Niveaus erinnern. Die Faziesübergänge scheinen hier teleskopisch ineinandergeschachtelt zu sein. Abgesehen von gelegentlich auftretenden spätdiagenetischen pyritischen Vererzungen auf Klüften, weisen die Kössener Schichten sonst keine Besonderheiten auf. Entgegen D.RICHTER (1956:349) gehen die dickbankigen Kalke des Oberrätkalkes im Steintobel auch nicht "in sehr dünnplattige Ausbildung" über. Es handelt sich hier vielmehr um eindeutig tektonische Kontakte (Taf. 6, P 4).

Der massige Rätkalk (Oberrätkalk) wird im Westen, östlich des Weiden-Baches bei Garsella, und bei Buchboden im Osten bis zu 80 m mächtig. Östlich des Steintobels erreicht er nur etwa 20 m, oder ist tektonisch restlos unterdrückt. Die bis zu mehrere Meter dicken Bänke sind häufig partiell dolomitisiert. Immer wieder treten Oolithe auf, was bereits D.RICHTER (1956:349) betonte. Die über dem massigen Rätkalk folgenden "Oberen Kössener Schichten" werden selten mächtiger als 5 m (meistens nur 2 m) und zeichnen sich besonders durch Crinoidenschill-führende, dunkle Kalke aus.

Rätolias-Kalk (rlk).

Verbreitung und stratigraphische Begrenzung.

Die Verbreitung des überwiegend aus massigen Partikel-Kalken bestehenden Rätolias-Kalkes ist auf den südöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Rote Wand-Synklinorium) beschränkt. Dort bildet er die steilen Felswände der Roten Wand, des Rothorns und des Madratschs. Leichter zugänglich, aber verstimmt, tritt er auch im Südflügel der Eingemauert-Mulde zutage. Die Mächtigkeit schwankt zwischen ca. 100 und ca. 220 m. Die "Riff-Fazies" ist im oberen Rät der Nördlichen Kalkalpen allgemein weit verbreitet und sedimentologisch - dem Kenntnisstand rezenter Karbonat-Gesteine entsprechend - wesentlich gründlicher bearbeitet worden als die "Becken-Fazies".

Die relativ geschlossene Folge massiger Kalke wird in Anlehnung an einen Vorschlag von FABRICIUS (1959) Rätolias-Kalk ("Rätolias-Riffkalk") genannt, weil die biostratigraphische Rät/Lias-Grenze meist innerhalb dieser Schichtfolge liegt. Es ist aber möglich, daß der Rätolias-Kalk etwa zeitgleich mit den massigen Rätkalken ("Oberrätalkalk") in der Zitterklapfen-Schuppe einsetzt, die nicht bis zur Rät/Lias-Grenze durchhalten, sondern noch einmal von Kössener Schichten überlagert werden.

Die Untergrenze des Rätolias-Kalkes ist wie bei allen Fazies-übergängen nicht ganz einfach festzulegen. Mit HELMCKE (1969) wurde die Grenze über dem obersten Paket grauschwarzer Tonschiefer und Mergel der Kössener Schichten festgelegt. Diese Lage ist meistens mehrere Meter mächtig und markiert gleichzeitig eine Farbgränze: der Rätolias-Kalk wittert deutlich heller an als Kalke innerhalb der Kössener Schichten. Die dunklere Färbung der Kössener Kalke wird durch höhere Gehalte an pyritischem Pigment und "Rogenpyrit" verursacht (FABRICIUS 1961). FABRICIUS (1966:20) stellte auch geringere Tongehalte im Rätolias-Kalk fest. Verminderter Pyritgehalt, ebenso auch verminderter Tongehalt, können durch stärkere Wasserbewegungen und stärkere Umlagerungen mit besserer Durchlüftung während

der Sedimentation der überwiegend dickbankigen Partikel-Kalke des Rätolias-Kalkes erklärt werden. Die fazielle Untergrenze des Rätolias-Kalkes wäre damit auch sedimentologisch begründet: Wechsel von überwiegend negativen zu überwiegend positiven Redoxpotentialen im Sediment.

Auch im Rätolias-Kalk treten immer wieder Mergel-Horizonte auf, die aber selten schwarz, sondern rötlich-violett gefärbt sind. Nur lutitische Knollenkalke können auch im Rätolias-Kalk sehr dunkel sein. Da besonders äußerst reine Kalklutite im oberen Teil der Schichtfolge auf geringere Pelit-Zufuhr vom Festland als zur Zeit der Kössener Schichten hinweisen, scheint sich hier zu bestätigen, daß die Rotfärbung der Pelit-Horizonte letztlich langsame Sedimentation bei guter Durchlüftung anzeigt, wie bereits ausgeführt wurde.

Als Obergrenze des Rätolias-Kalkes wurde die Basis des gebankten Unterlias-Rotkalkes bestimmt.

Zyklische Gliederung des Rätolias-Kalkes.

Trotz großer Mächtigkeitsschwankungen war (in E-W-Erstreckung über 2,5 km) eine Gliederung in 6 charakteristische Bankabfolgen, getrennt durch 5 dickere Rotpelit-Horizonte, möglich (Abb. 11, Taf. 1 u.3). Die Profile sind zum größten Teil ohne bergsteigerische Hilfsmittel unzugänglich. Die Mikrofazies konnte deshalb bisher nur punktuell oder in Teilprofilen untersucht werden. Die Geländebeobachtungen und die mikrofaziellen Befunde sind in einem Sammelprofil in Tafel 2 zusammengestellt worden. Danach gliedert sich die Schichtfolge in 4 1/2 große Zyklen, die jeweils oben in den Rotpelit-Horizonten 2, 3, 4 u. 5 enden. Die über Horizont 5 folgende Fazies-Entwicklung bildet nur einen halben, gestörten Zyklus. Untergeordnet finden sich noch weitere kleine Zyklen bzw. Rhythmen, die aber nicht hinreichend genau korreliert werden konnten. Relativ auffällig sind die Rotpelit-Horizonte 1 und 5 und eine - grob gesehen - rhythmische Wechselfolge unterhalb des Horizontes 4. Zyklen im Rätolias-Kalk sind bisher nicht beschrieben worden, wohl aber aus dem Dachstein-Kalk der Loferer Steinberge (A.G.FISCHER 1964). Die Angabe von FABRICIUS

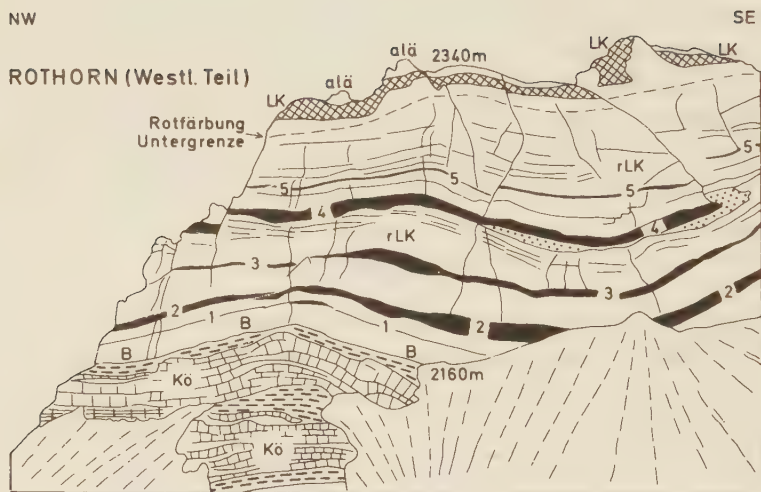


Abb. 11: Rothorn-Westgrat. Ansicht von SW.

alä = Ältere Allgäu-Sch., LK = Unterlias-Rotkalk,
rLK = Rätolias-Kalk, Kö = Kössener Sch., 1-5 = Rot-
pelit-Horizonte, B = Basis des rLK.

(1966:113), daß "sich bis zu vier Korallenkalk-Serien nacheinander bilden" konnten und auf einer Oszillation des Sedimentationsraumes schließen lassen, bezieht sich offensichtlich auf das gesamte Rät.

Die Fazies der Zyklen.

Die Fazies der einzelnen Zyklen sind mehr oder weniger symmetrisch entwickelt. Erstellt man einen "zusammengesetzten Zyklus" (FÜCHTBAUER & G.MÜLLER 1970:608), so folgen von oben nach unten:

1. dunkelgraue Ton- und Mergelschiefer
2. grüne Ton- und Mergelschiefer
3. rote Ton- und Mergelschiefer
4. Wechselfolge von dunkel-mittelgrauen, dm-bankigen, knolligen Kalklutiten und gelblichgrauen oder roten Mergeln. Unterschiedliche Kompaktion und kleinere Sedimentgleitungen haben häufig zu Knollen- oder Linsenbildung oder auch zu Wickelstrukturen geführt (Abb. 12).
5. mittelgraue, dm-bankige Kalklutite mit kleinen ästigen Korallen ("Thecosmilien", daneben Schwämme, Crinoiden, Brachiopoden): "Korallenrasen".
6. hellgraue, massige (m-bankige) mikritische Partikelkalke mit großwüchsigen, ästigen Korallen-Stöcken, reich an Biogen-Partikeln.
7. mikritische bis "microsparite" (FOLK 1965) pillenreiche Partikelkalke mit (meist) mikritischen Intraklasten, Biogen-Partikel.
8. sparitische Partikelkalke mit mikritischen Nestern, reich an Intraklasten, Pillen, Biogen-Bruchstücken und Ooid-ähnlichen Onkoiden. Alle Partikel können mit Mikrit-Säumen ummantelt oder eindeutig onkoidisch umkrustet sein (Mumien).

darunter folgen invers die Fazies-Typen 7-2.

Aus diesem Zyklus läßt sich unschwer die relative bathymetrische Reihenfolge: "tief-flach-tief" erkennen.

Die Fazies-Typen 1-3 können fehlen (vergl. Taf. 2). Die grünen Mergel des Fazies-Typs 2 könnten während der Diagenese redu-

zierte Rotmergel darstellen. Der Fazies-Typ 8 ist gelegentlich nicht von Fazies-Typ 7 zu trennen.

Insgesamt erscheint mir folgende Interpretation naheliegend: Nach vorübergehendem "Rückfall" in die Kössener Fazies mit reduzierendem Milieu im Sediment und geringer Wasserbewegung erfolgte bei besserer Durchlüftung (Rotfärbung) und anschließender Ansiedlung von Korallen etc. eine langsame Verflachung des Sedimentationsraumes bis in den Flachwasser-Bereich mit sedimentumlagernden (turbulenten) Wasserbewegungen. Anhebungen bis in den Supratidal-Bereich (vergl. A.G.FISCHER 1964) erfolgten nicht. Auch Dolomitisation wurde nicht beobachtet.

Auffällig ist, daß reine Oolithe nur an einer Stelle (Eingemauert) gefunden wurden. Der Fazies-Typ 8 wurde zwar im Gelände häufig als Oolith angesprochen, doch zeigte sich im Dünnschliff, daß es sich zum allergrößten Teil um Onkoide handelt. Diese haben hier die Größe und äußere Form von Ooiden, doch wurden nie radialstrahlige Strukturen beobachtet. Der konzentrische Aufbau ist häufig sehr regelmäßig, doch kommen auch immer wieder stärkere Unregelmäßigkeiten vor. Die für echte Ooide zu "dunkle" mikritische Substanz unterscheidet sich nicht von den Mikritsäumen um Biogene, die häufig eindeutig onkoidisch sind. Echte Oolithe sind außerdem meistens besser sortiert. In jüngster Zeit haben FABRICIUS & KLINGELE (1970:600) die Schwierigkeit der morphologischen Trennung von Ooiden und Onkoiden betont.

Das Sammelprofil in Tafel 2 gründet sich vorwiegend auf Beobachtungen und Messungen im Westteil der Roten Wand (Schwarzfurgge) und am NE-"Grat" der Roten Wand. Beide Profile sind relativ geringmächtig (ca. 150 m). Möglicherweise kommen reine Oolithe in den Bereichen größerer Mächtigkeiten vor, die nicht aufgenommen werden konnten. Sie wurden aber auch im Hangschutt nicht gefunden. Sehr große und schön entwickelte "Thecosmilien"-Stöcke im Blockschutt des Kares südlich der Roten Wand lassen aber vermuten, daß die Korallen-Fazies (Fazies-Typ 6) lateral stärker anschwellen kann. Bei sorgfältiger Fern-Korrelation der Bankfolgen in der

Roten Wand (Tafel 1) erkennt man im Mittelteil der Wand, daß die Mächtigkeit über dem Rotpelit-Horizont 5 in ca. 250 m Längserstreckung um ca. 80 m anwächst und dann wieder abschwilt. Zumal dort auch keine Bankung erkennbar ist, vermute ich, daß diese Linse ein größeres "patch-reef" darstellt, aus dem auch die erwähnten Korallenstöcke stammen.

Im übrigen hat die Fazies des Rätolias-Kalkes in diesem Gebiet typischen "back-reef"-Charakter. Darauf weisen auch Megalodonten-Querschnitte hin, die immer wieder im Schutt gefunden wurden, eingebettet in die Mikrofazies des Fazies-Typs 7 (Pelmikrit).

Rotpelit-Horizonte im Rätolias-Kalk sind vom Kalkalpenrand nach AMPFERER & ASCHER (1925) u.a. durch HELMCKE (1969:37), HUCKRIEDE (1959:63), LEUTENEGGER (1928), WESTRUP (1970:26) bekannt gemacht, aber nicht näher untersucht worden. Sie fordern zu einem Vergleich heraus, der jedoch einer eingehenden sedimentologischen Untersuchung größerer Bereiche vorbehalten sei.

Bemerkungen zur Paläogeographie des Rät.

Obwohl von dem verhältnismäßig kleinen Gebiet nicht auf eine großräumige Paläogeographie geschlossen werden kann, liefern die faziellen Beobachtungen doch wenigstens einen paläogeographischen Baustein.

Mit Einsetzen der Kössener Schichten endete die Sedimentation der geschlossenen norisch-untersträtischen Karbonatfolge. Der stärkere Festland-Einfluß (höhere Tonzufuhr) bei gleichzeitiger, weiterer Vertiefung des Sedimentationsraumes läßt darauf schließen, daß die bereits erwähnte stärkere Relief-Differenzierung nicht nur auf den Ablagerungsraum beschränkt war, sondern auch das Hinterland erfaßt hat. Übereinstimmend mit den Verhältnissen in den Bayerisch-tiroler Kalkalpen (FABRICIUS 1966:110 ff) traten im Untersuchungsraum zur Zeit der Kössener Schichten (weitgehend "Becken-Fazies") keine stärkeren Fazies-Differenzierungen auf. Größere Relief-Unterschiede im Sedimentationsraum sind deshalb unwahrscheinlich. Gegenüber der Sub- bis Supratidal-Fazies im oberen Nor bzw. im untersten Rät (Hauptdolomit

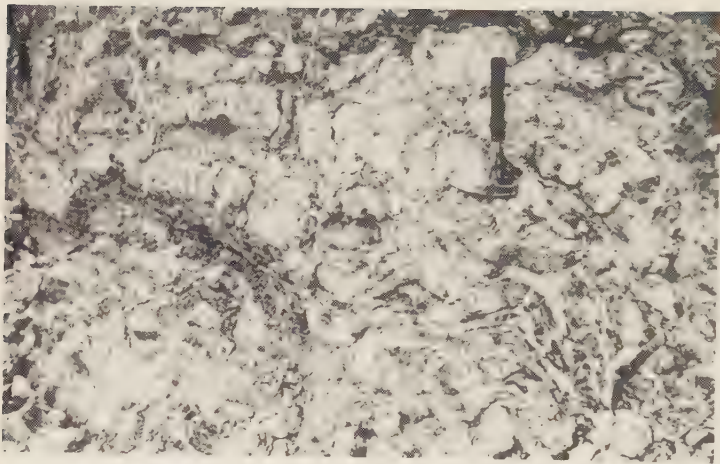


Abb. 12: Rotpelit-Horizont 3, westl. Schwarzfurgge (vergl. S. 35).



Abb. 13: Dünnschliff Ot 381. Biogenreicher Onkosparit mit *Involutina liassica* (JONES), vergl. S. 40 u. Taf. 2.
Maßstab: ca. 0,64 mm.

und Plattenkalk-Niveau) ist lediglich eine erhöhte Zufuhr festländischer Pelite und eine möglicherweise nur geringe weitere Vertiefung festzustellen. Die im Bereich des Plattenkalk-Niveaus nachgewiesene Tendenz zur Vertiefung hielt aber offensichtlich nicht lange an. Die rhythmischen Wechselfolgen der Kössener Schichten könnten allenfalls durch bathymetrische Schwankungen in engen Intervallen erklärt werden. Den Mächtigkeiten zufolge scheint sich der Sedimentationsraum nach Norden dem Rand zu nähern.

Erst im höheren Rät setzte eine stärkere Fazies- u. Relief-Differenzierung ein. Im Rote Wand-Synklinorium bildete sich die "Zürser Schwelle" (JACOBSHAGEN 1965), die bis in die mittlere Kreide wirksam blieb. In zyklischen Folgen wurden hier Mergel und Kalke des Stillwasser-Bereiches, Korallen-Kalke und Partikel-Kalke in flacherem, turbulentem Wasser sedimentiert. Das Rät besitzt hier gleichzeitig seine größte Mächtigkeit. Dieses auch andernorts bekannte karbonatsedimentologische Paradoxum zeigt, daß auch hier im Bereich morphologischer Schwellen zugleich die stärkste Absenkung des Sedimentationsraumes stattfand (vergl.z.B. LEUCHS 1926, FABRICIUS 1967:165, SARNTHEIN 1967, KRAUS & SCHMIDT-THOME 1967).

Nach Norden (Wandfluh-Schuppe) schloß sich ein tieferer Sedimentationsraum an, in dem die Kössener Fazies weithin durchläuft.

Im Bereich der Zitterklapfen-Schuppe bildete sich ebenfalls eine Schwelle mit verbreitet oolithischer Lithofazies aus, die aber im höchsten Rät bereits eine Tendenz zur Vertiefung zeigte: "Obere" Kössener Schichten überlagern hier massige Rät-Kalke.

Ob die von FABRICIUS (1967, Abb. 10) angegebene Verbindung der Oolith-Fazies am bayerisch-tiroler Kalkalpenrand mit der Zürser Schwelle gerechtfertigt ist oder ob sich an die Oolith-Zone westlich die Schwellenregion der Zitterklapfen-Schuppe anschließt, kann mangels geeigneter Aufschlüsse nicht beurteilt werden. Eine Fortsetzung der Zürser Schwelle am südlichen Kalkalpenrand nach Osten ist den neueren Kartierungen zufolge sehr wahrscheinlich.

Übergangsfazies des obersten Rätolias-Kalkes im Rote Wand-Synklinorium.

Der oberste Zyklus im Rätolias-Kalk ist nicht vollständig, er bleibt vielmehr zunächst im Onkosparit-Stadium "stecken" und wird dann von anderen Fazies überlagert. Die Onkosparite sind hier besonders rein ausgebildet und besonders mächtig, was für länger andauernde Sedimentation im Niveau mit turbulenten Wasserbewegungen spricht. Andernorts, z.B. im östlich benachbarten Gebiet der Spuller-See-Mulde, bildeten sich in diesem Niveau ("höherer Teil des Rätolias-Kalkes" HELMCKE 1969:39) auch echte Oolithe. Sie sind vor allem nahe dem Nordrand der nordwestlichen Kalkalpen mit teilweise großen Mächtigkeiten weit verbreitet (FABRICIUS 1967). Der höhere Teil des Rätolias-Kalkes und besonders der größte Teil der Oolithe gehören dem Unterlias (FABRICIUS 1967) an, was auch im östlich benachbarten Gebiet durch einen Ammoniten-Fund nachgewiesen wurde (HELMCKE 1969).

Im bearbeiteten Gebiet gehen die erwähnten Onkosparite nach oben in zunehmend rötlich gefärbte, sehr helle (tonarme) massige Biomikrite über, die mit zunehmendem Rotpigment mit unscharfer Grenze in die geflaserten, dm-bankigen Kalke des Unterlias-Rotkalkes übergehen. Unter den Biogenen in den massigen Biomikriten fällt besonders der Reichtum an Echinodermen-Bruchstücken auf, die gelegentlich zu gut sortierten Spatkalken angereichert sind (Taf. 2). Auffällig ist ferner der Wechsel der Foraminiferen-Fauna. Während in Dünnschliffen des tieferen Rätolias-Kalkes zweizeilige Foraminiferen, Milioliden und/oder Ophthalmiiden und gelegentlich die Gattung Angulodiscus auftritt, erscheinen im höheren Teil der noch grauen Onkosparite über Rot-Horizont 5 viele für Unterlias-Kalke charakteristische einzeilige und großwüchsige, nodosariide Foraminiferen und gelegentlich massenhaft großwüchsige Formen von

Involutina liassica (JONES).

Viele Foraminiferen besitzen mit Rotpelit gefüllte Kammern, und es liegt nahe zu vermuten, daß sie aus Bereichen eingespült wurden, wo bereits Rotkalke gebildet wurden (Ot 381, Abb. 13).

Megalodonten wurden hier nicht mehr beobachtet. Dagegen kommen Korallen auch noch in der massigen und sicherlich bereits liassi-

schen Rotfazies vor, die nur im allerobersten Teil des Rätolias-Kalkes vorkommt und zwar über der Onkosparit-Fazies. "Thecosmilien-Stöcke" in massigen Rotkalk-Blöcken (Echinodermen-Biomikrit) fallen im Moränenschutt südlich der Roten Wand besonders auf. Sie könnten aus dem vermuteten "patch-reef" stammen (vergl. auch HELMCKE 1969:40).

Neben dieser kontinuierlichen Entwicklung kommt aber offensichtlich stellenweise eine diskonforme Überlagerung von Rotkalken über die Graufazies vor: Im Blockschutt in der Umgebung der Roten Wand wurden häufiger graue Partikelkalke mit Taschenfüllungen aus rotem Crinoiden-Spatkalk gefunden. Außerdem fanden sich in den grauen Partikel-Kalken im Bereich des "Eingemauert" bis zu 20 cm breite Spaltenfüllungen mit Hämatit. Tektonische Zerrungsspalten im Rätolias-Kalk, die mit roten Liassedimenten gefüllt sind, beschrieb HELMCKE (1969:41) aus dem östlich benachbarten Gebiet. Sie wurden aus diesem Niveau im Alpenraum auch andernorts u.a. durch FABRICIUS (1962:317), JURGAN (1969:488 ff) und WIEDENMAYER (1963) bekannt. Für unruhige Sedimentationsverhältnisse sprechen auch endostratische Breccien im Bereich der roten, massigen Kalklutite (Eingemauert, Ot 470, Ot 218), die graue und rote meist gut gerundete, lutitische oder auch gröberkristalline Gerölle (0,5 - 5 cm Ø) führen. Die Geröllgrenzen sind nicht selten durch Drucksuturen überprägt oder (bei mikritischen Geröllen) gegen die Mikrit-Matrix nur schemenhaft abgesetzt.

Die Verzahnung von Rätolias-Kalk (besonders der Oolith-Fazies) mit Unterlias-Crinoidenkalken wurde bereits von FABRICIUS (1962, 1966, 1967) aus den bayerisch-tiroler Kalkalpen beschrieben. Er deutete die Crinoiden-Kalke auch deshalb als Flachwasserfazies. Dieses trifft für die Verzahnungsbereiche sicher zu, dennoch ist wahrscheinlich, daß die Crinoiden-Fazies bathymetrisch nicht so begrenzt war wie die Oolith-Fazies. Die Crinoiden-führenden Biomikrite im höchsten Teil der Rätolias-Kalk-Folge müssen in stillerem Wasser sedimentiert worden sein. Die Annahme einer beginnenden bathymetrischen Absenkung liegt nahe, zumal Echinodermen-Biomikrite auch über Kössener Fazies vorkommen.

Übergangsfazies Rät/Lias in der Zitterklapfen-Schuppe.

Ganz ähnliche tonarme Biomikrite, wie sie im Rote Wand-Synklinorium vorkommen, wurden auch in der Zitterklapfen-Schuppe gefunden. Eine genaue Alterseinstufung ist leider nicht gelungen. Wenige Dezimeter bis maximal ca. 12 m (Bachanriß südl. Postelkopf bei Buchboden) gelblichgraue oder rötliche Biomikrite mit Echinodermen-Bruchstücken und nodosariiden Foraminiferen (Ot 831, 832) liegen über Mergeln und Kalken im Kössener Fazies. Sie gehen im Postelkopf-Profil nach oben stellenweise in synsedimentäre Breccien und geringmächtige rote Knollenkalke über. Die Fazies ist demnach nicht nur auf die großen Schwellenregionen (wie im Bereich der Roten Wand) beschränkt.

Die wichtigsten Merkmale der Übergangsfazies Rät/Lias seien noch einmal zusammengefaßt:

- 1) Unterbrechung der zyklischen Änderung der Sedimentationsbedingungen des Rätolias-Kalkes in bathymetrischer Hochlage (Onkosparit).
- 2) Vorübergehende Stabilität der bathymetrischen Verhältnisse bei etwa gleichzeitiger tektonischer Unruhe mit Spaltenbildungen und submarinen Aufarbeitungen.
- 3) Scharfe Faziesgrenze über Kössener Fazies.
- 4) Vorübergehend geringere Zufuhr festländischer Tone und Tendenz zu einer ruhigen lutitischen Karbonat-Sedimentation.
- 5) Wechsel der Makro- und Mikrofauna.

FABRICIUS (1962:315) sah als wahrscheinlichste Ursache des Absterbens der Riffe eine Klimaverschlechterung im Unterlias. Erste Paläotemperatur-Untersuchungen in Obertrias und Lias der Alpen (FABRICIUS, FRIEDRICHSEN & JACOBSHAGEN 1970 a,b) ergaben zwar tatsächlich eine Tendenz zu tieferen Temperaturen, doch konnten bathymetrische Ursachen hierfür nicht ganz ausgeschlossen werden. Man muß danach allerdings annehmen, daß die Änderung der Fazies nicht nur bathymetrisch bedingt war. Ohne weitere sedimentologische Faktoren hätte sich der oberste Zyklus im Rätolias-Kalk rückläufig weiterentwickeln müssen, da begründet ist, daß die Zyklen des Rätolias-Kalkes bathymetrisch bedingt sind. In die

gleiche Richtung wies auch die Argumentation von FABRICIUS (1962:315) bezüglich der Riff-Fazies.

Andererseits scheint mir die Änderung der Litho- u. Biofazies im höheren Rätolias-Kalk und über der Kössener Fazies zu vielfältig zu sein, um allein durch einen Klimawechsel erklärt werden zu können. Die Fazies erhält im tiefsten Lias entschieden mehr pelagische Züge.

In der Übergangsfazies Rät/Lias möchte ich eher den "Totpunkt" einer endogen verursachten, weiträumigen bathymetrisch-paläogeographischen Umgestaltung sehen, die möglicherweise auch zu einer Änderung der Wassertemperatur führte. Die tektonische Umgestaltung ist seit LEUCHS (1926) und VORTISCH (1926) nicht bezweifelt worden. Während im Rät unbestritten weithin die Tendenz zu einer Verflachung des Sedimentationsraumes vorherrschte, zeigt der Sedimentationsraum des tieferen Jura, ebenso unbestritten, die Tendenz zu einer Vertiefung.

Trias und ?Jura der Arosa-Zone (A.Z.).

Nur stellenweise enthält die Arosa-Zone (Definition siehe S. 110) auch noch Schürflinge aus älteren stratigraphischen Einheiten, die hier kurz aufgeführt werden.

Im basalen Teil der Arosa-Zone am Steris-Bach südöstlich Garsella treten mehrere Schürflinge aus grauem, "zuckerkörnig"-kristallinem Dolomit auf, die am ehesten als Hauptdolomit anzusprechen sind (Abb. 24). Im östlichsten Bachanriß zwischen der Siedlung Reutele und dem Steintobel sind in 1010 m Höhe unter geringmächtigem Radiolarit und Aptychenkalk der Arosa-Zone ca. 2 m hellgraue, massige Partikel-Kalke aufgeschlossen, die in Dünnschliffen folgende Mikrofazies zeigen:

Ot 991:

Biosparit, fast ausschließlich Reste von Zweischalern, die starke Umkristallisation zeigen und fast ausnahmslos von mikritischen Säumen ummantelt sind. Die Mikrit-Säume dieser "Mumien" zeigen gelegentlich onkoidische Feinschichtung. Gelegentlich bilden auch Intraklaste Kerne von "Mumien".

Ot 994:

Biogen-reicher Pelmikrit. Sehr viel Gastropoden-Schill, vereinzelt kleine Onkoide (0,3 - 0,5 mm), selten eindeutig-onkoidisch

umkrustete Intraklaste, vereinzelt große, euhedral ausgebildete Pyrit-Aggregate.

Der Fazies nach passen diese Kalke zu den Flachwasser-Kalken des oberostalpinen Rät. Ähnliche Kalke wurden auch von GRUNAU (1947:11) aus dem Rät der Arosa-Zone bei Arosa beschrieben.

Daneben treten noch grünlich-graue, teilweise gebänderte und schiefrig absondernde, feinkörnige, kieselige Kalke und graue Mergelschiefer unbekannten Alters auf, die im Dünnschliff Quarz- und Glimmer-Führung aufweisen (Ot 695). Es könnte sich hier um Äquivalente der Allgäu-Schichten handeln, da mir bei Vergleichsbegehungen im Fenster von Gargellen unter dem Oberjura der Arosa-Zone ähnlich streifige, geflaserte Kalke aufgefallen sind. TRÜMPY (1960:867) schrieb zu den fossilfreien Schiefen und Kalken in diesem Niveau im Sinne der von ihm vertretenen Zuordnung der Arosa-Zone zur oberpenninischen Platta-Decke: "Any geologist would call this shale sequence Schistes lustrés, if it were metamorphic".

Unterlias-Rotkalk (1k)

Den Begriff "Unterlias-Rotkalk" benutze ich nur für die deutlich gebankten Unterlias-Rotkalke. Sie entwickeln sich im bearbeiteten Gebiet kontinuierlich aus der massigen rötlich-grauen bis roten rätio-liassischen Echinodermen-Biomikrit-Fazies. Der Unterlias-Rotkalk kommt in größerer Verbreitung nur im Rote Wand-Synklinorium vor, wo er in den Felswänden über Rätolias-Kalk als auffälliges rotes Band erscheint. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 5 und max. 20 m. Der Kontakt ist häufig tektonisch überprägt und die ursprüngliche Mächtigkeit dabei stellenweise offensichtlich tektonisch reduziert worden. Über die rätischen "Becken"-Fazies im Bereich der Wandfluh-Schuppe ist er gar nicht entwickelt, und auch in der Zitterklappen-Schuppe ist er auf kleine Vorkommen in der Nähe von Buchboden beschränkt. Sie waren bisher gar nicht bekannt. Auch im Westteil der Schuppe gibt es keine anstehenden Unterlias-Rotkalke. Die von AMPFERER (1931:197) und (1937) angegebenen "roten Liasbreccienkalke" zwischen Weiden-Bach und Steris-Bach am West-Ende der Schuppe konnten anstehend nicht aufgefunden werden.

Dort vorkommende rote Gesteinsblöcke, teilweise mit "Thecosmilien", sind eindeutig Moränenmaterial. Erst außerhalb des Gebietes gewinnt der Unterlias-Rotkalk in weiter östlich gelegenen Teilen der Zitterklapfen-Schuppe größere Verbreitung.

Als Untergrenze wurde der Beginn der dm-Bankung gewählt, weil sie beim Kartieren stets faßbar war. JACOBSPATH (1965) und HELMCKE (1969) haben in diesem bzw. dem Nachbargebiet auch die massigen Rotkalke im Liegenden mit in den Unterlias-Rotkalk einbezogen, doch sind diese beim Kartieren in den steilen Felswänden gegen die Grau-Fazies nicht annähernd scharf abzugrenzen. Im Hangenden wird der Unterlias-Rotkalk von den Allgäu-Schichten überlagert.

Der auffällige Reichtum an Cephalopoden in den geflaserten Knollenkalken des Rote-Wand-Synklinoriums ermöglicht hier einige biostratigraphische Aussagen. Die Erhaltung ist allerdings meistens so schlecht, daß eine nähere Bestimmung nicht möglich ist. Den Hauptanteil bilden stets Phylloceraten. Dr. R. FISCHER (Marburg) bestimmte:

Lokalität: Rothorn südl. Rote Wand:

- Ot 114 : *Paracaloceras* e.gr. *coregonensis* (SOWERBY), Hettangium
- Ot 358 : ? *Pseudotropites* sp., bucklandi-Zone, Unt. Sinemurium
- Ot 115 a: *Asteroceras* sp., Sinemurium
- Ot 115 b: *Arnioceras* sp., Sinemurium
- Ot 61, 104, 105, 118: *Phylloceras* sp.,

zahlreiche Belemniten.

Lokalität: Eingemauert, 2. "Rippe" von Osten, (Gesamtmächtigkeit ca. 20 m):

- Ot 168 : *Paracaloceras* sp., Ob. Hettangium/Unt. Sinemurium
- Ot 509 : *Arietitide* des tieferen Sinemurium
- Ot 522 a: *Vermiceras* e.gr. *spiratissimum* (QUENSTEDT), Unt. Sinemurium
- Ot 507 : *Vermiceras* sp.
- Ot 522 b: *Asteroceras* sp., obtusum-Zone, Sinemurium
- Ot 26 a: *Asteroceras* sp.,
- Ot 26 b (10 m unter alä): *Asteroceras* sp., Form d. höheren Sinemurium

Ot 25 (6 m unter alä): *Phylloceras* sp.

Ot 505 (3 m unter alä): *Lytoceras* sp.

Ot 107: *Oxynoticeras* sp.

Ot 527: *Atractites* sp.

Danach beginnt der geflaserte Knollenkalk mindestens bereits im ob. Hettangium, während der tiefste Lias wohl in der massigen Kalkfazies verborgen ist. Nach JACOB SHAGEN (1965:11) reicht der Unterlias-Rotkalk hier bis in den tiefsten Mittellias. Ammoniten-Funde aus der *raricostatum*-Zone in den untersten Allgäu-Schichten am Rothorn belegen aber, daß die Obergrenze des Unterlias-Rotkalkes stellenweise tiefer liegt.

Fazielle Ausbildung im Rote Wand-Synklinorium.

Die von mir gewählte Untergrenze des Unterlias-Rotkalkes ist auch sedimentologisch begründet. Die dm (10 - 30 cm)-bankigen, roten Knollenkalke weisen gewöhnlich eine dunklere Rotfärbung auf, weil sie mehr rotes, toniges Pigment enthalten. Dieser erhöhte Tongehalt deutet aber mit Sicherheit nur z.T. auf erhöhte festländische Ton- und Fe-Oxid-Zufuhr. Zu einem schwer abschätzbaren, aber sicher großen Teil ist der relativ erhöhte Tongehalt auf Mangel-Sedimentation zurückzuführen. Dafür spricht zunächst die geringe Mächtigkeit des Sinemuriums mit durchschnittlich 10 Metern, aus der sich eine äußerst geringe Sedimentationsrate errechnen läßt. Die meistens oberseitige Anlösung eingebetteter Ammoniten-Steinkerne deutet außerdem auf Subsolution. Und die nachfolgende (spätdiagenetische) Flaserung hat noch zu einer weiteren Mächtigkeitsverringern und Erhöhung des Ton/Karbonat-Verhältnisses geführt. Die Sedimentologie der Flaserknollenkalke ist von JURGAN (1969) aus derselben Fazies des Lias der Berchtesgadener Alpen beschrieben und ausführlich diskutiert worden. Daher kann hier auf weitere Ausführungen verzichtet werden.

Die geflaserten Knollenkalke sind wesentlich ärmer an benthonischen Faunen als die massigen Rotkalke im Liegenden. Relativ häufig sind noch Echinodermen (Crinoiden)-Bruchstücke. Auch Ostracoden-Querschnitte sind in Dünnschliffen (Ot 27, 133) noch

häufig zu sehen. Die Foraminiferen treten sehr stark zurück. Auch wenn man berücksichtigt, daß das Benthos weitgehend der fraglichen Subsolution zum Opfer gefallen ist, scheint die Annahme schlechterer bionomischer Bedingungen berechtigt, weil von der onkosparitischen Übergangsfazies im Grenzbereich Rät/Lias an nach oben eine relativ kontinuierliche Abnahme der benthonischen Faunen zu beobachten ist. Die durchweg lutitische Lithofazies deutet auf ruhige Sedimentation in stillem Wasser.

Fazielle Ausbildung in der Zitterklapfen-Schuppe.

Kleinere Vorkommen von Unterlias-Rotkalk sind hier nur am Hang südlich "Litze" bei Buchboden zwischen 1 060 und 1 280 m gefunden worden, ferner im dritten größeren Bachanriß ca. 200 m westlich der Wiesenfläche von "Litze" in 980 m Höhe und im Bachanriß südlich des Postelkopfes bei Buchboden in ca. 1 100 m Höhe. In der Kartierung mußten diese Vorkommen wegen ihrer geringen Größe mit der hellgrauen Übergangsfazies Rät/Lias zusammengefaßt werden.

Die Fazies des nur stellenweise entwickelten Unterlias-Rotkalkes weicht etwas von der "Normalfazies" ab. Abgesehen von der geringeren Mächtigkeit (wenige dm bis maximal 5 m) fällt auf, daß alle Gesteine reich an Echinodermen-Bruchstücken, großwüchsigen benthonischen, nodosariiden Foraminiferen und Ostracoden sind. Diese dm-bankige-"Hirlatz"-Fazies erinnert sehr an die massigen Rotkalke der Übergangsfazies Rät/Lias unter den geflaserten Knollenkalcken im Rote Wand-Synklinorium. Eine genauere stratigraphische Einstufung ist leider nicht gelungen. Die ca. 5 m mächtigen Profile südlich des Postelkopfes südöstlich Buchboden beginnen über der Übergangsfazies (s.o.) mit synsedimentären Breccien, die auch Gerölle aus der liegenden grauen Kalkfazies enthalten. Nach oben schließen sich rote Feinbreccien, Spatkalke und geflaserte Knollenkalke an (Ot 834, 764, 765, 916, 921). Alle Gesteine sind reich an großwüchsigen benthonischen Foraminiferen, Echinodermen-Bruchstücken und Ostracoden. Nach ihrer Position zwischen "Rät/Lias-Übergangsfazies" und roten Knollenkalcken könnten die synsedimentären Breccien den endostratischen Breccien und der diskonformen Sedimentation mit Taschen- und Spaltenbildungen im Rote Wand-Synklinorium entsprechen (s.o.).

Allgäu-Schichten (al).

JACOBESHAGEN (1965) hat die Allgäu-Schichten im Westteil der Nördlichen Kalkalpen umfassend stratigraphisch-sedimentologisch bearbeitet und dabei auch das kartierte Gebiet mit einbezogen. Die Ergebnisse werden im wesentlichen bestätigt. Meine Ausführungen beschränken sich auf kurze Charakteristiken und einige Ergänzungen.

Stratigraphische Gliederung und Verbreitung.

Die Allgäu-Schichten liegen mit relativ scharfer Grenze über Unterlias-Rotkalk (vorw. Schwellen-Fazies) bzw. über Kössener Schichten (vorw. Becken-Fazies). Unmittelbare Auflagerung auf Rätolias-Kalk kommt im bearbeiteten Gebiet nicht vor.

Biostratigraphisch ist die "Fleckenmergel"-Fazies der Unteren Allgäu-Schichten teilweise gleichaltrig mit der Rotkalk-Fazies (vergl. u.a. JACOBESHAGEN 1965:63 f.). Während die Allgäu-Sch. über Kössener Fazies (soweit bekannt) im untersten Lias einsetzen, liegt die Untergrenze über Rotkalk-Fazies verbreitet in der obersten Zone des Sinemuriums, ausnahmsweise sogar im tieferen Pliensbachium.

Die stratigraphische Obergrenze ist meist weniger scharf und auch biostratigraphisch weniger belegt. Schwarze oder grüne Hornsteine und Kieselkalke des Radiolarits überlagern die Serie im Hangenden.

Von der Zitterklapfen-Schuppe abgesehen konnten die Allgäu-Sch. im ganzen Gebiet in drei Einheiten getrennt kartiert werden: Ältere (alä), Mittlere (alm) und Jüngere (alj) Allgäu-Schichten. Die lithofazielle Serien-Gliederung, die JACOBESHAGEN (1958) innerhalb der Jüngeren Allgäu-Schichten in den südöstlichen Allgäuer Alpen durchführte, konnte auf das Untersuchungsgebiet nicht übertragen werden.

Die Allgäu-Sch. nehmen im Rote Wand-Synklinorium große Teile des Rote Wand-Massivs und des Madratschs ein. Sie bilden die Gipfel-Partie des Rothorns und den Kern der Eingemauert-Mulde. Im unteren Marul-Tal streichen sie am Hang nördlich Garsella aus und

sind auch am Aufbau des Steilhangs auf der südlichen Talseite bei Marul beteiligt. In der Zitterklapfen-Schuppe und in der Wand-fluh-Schuppe bilden die Allgäu-Schichten mehr oder weniger breite Streifen in Ost-West-Richtung. Die Aufschlußverhältnisse sind hier viel schlechter.

Die Allgäu-Schichten im Rote Wand-Synklinorium

wurden auf der "Zürser Schwelle" abgelagert und erreichen mit maximal ca. 100 m nur eine verhältnismäßig geringe Mächtigkeit. Sie setzen im Rote Wand-Gebiet über Unterlias-Rotkalk in der raricostatum-Zone (oberstes Sinemurium) ein. Dr.R.FISCHER (Marburg) bestimmte:

Lokalität: Rothorn südlich Rote Wand

- Ot 460 *Acanthopleuroceras sella* (SCHAFFHÜTL), Ob. Carixium
- Ot 116 *Phylloceras* sp.
- Ot 460a,b *Phylloceras* sp.
- Ot 373 *Tropidoceras* sp., Unt. Mittellias
- Ot 243 *Juraphyllites* sp.
- Ot 44 *Crucilobicerias* sp. (?armatum SOWERBY), jamesoni-Zone
- Ot 44a *Uptonia jamesoni costosa* (QUENSTEDT), jamesoni-Zone
- Ot 121 *Tropidoceras* sp., Unt. Mittellias
- Ot 120 ?*Paltechioceras* sp., raricostatum-Zone (Ob. Sinemurium)
- Ot 217 *Paltechioceras* sp., raricostatum-Zone, Fund in der Übergangs-Fazies lk-alä.

Zahlreiche Belemniten,

Zahlreiche Inoceramen (*Inoceramus* ?ventricosus (SOWERBY))

Lokalität: Eingemauert nordwestlich Formarin-See

- Ot 513 *Phylloceras frondosum* REYNES, Mittellias, Fund im ob. Teil der alä.
Partschiceras anonyum (HAAS)
- Ot 519 *Phylloceras* sp.,
(Funde unterhalb Spatkalk-Bank).
- Ot 514 *Phylloceras* sp.,
- Ot 511 *Calliphyllloceras* cf. *capitanei* (CATULLO), Mittellias
- Ot 510 *Epideroceras keindli* (EMMRICH sensu SCHRÖDER 1927),
Unt. Mittellias?

- Ot 24 Juraphyllites diopsis (GEMMELLARO), (Unt.)Mittel-
lias, Fund 3,5 m über Übergangs-Fazies lk-alä.
Ot 517 Phylloceras sp.,

Lokalität: Rote Wand-Westgrat

- Ot 375 Prodactylioceras e.gr. italicum (MENEGHINI), Mittel-
lias, Fund in hier nur 2 m mächtigen alä.

Lokalität: Rote Wand-NE-Grat (Rothorn)

- Ot 366 Tropidoceras sp.(?T.demonense GEMM.),Unt.Mittellias

Die Älteren Allgäu-Sch. bestehen aus dm (10-30, max.60cm)-banki-
gen, hell- bis mittelgrauen lutitischen Kalken mit nur dünnen
Mergel-Zwischenlagen und stets unebenen Schichtflächen. Im
tieferen Teil der Folge enthalten die Kalke gelegentlich (Rot-
horn u. Eingemauert) Hornsteinknollen oder -schnüre. Die für
Allgäu-Schichten typischen "Flecken" (Fukoiden) treten weitge-
hend zurück. An der Basis der Allgäu-Schichten ist meistens
über Unterlias-Rotkalk eine 1 - 3 m mächtige Folge violett-
stichiger Kalke eingeschaltet, die als Übergangsfazies zu ver-
stehen ist. Diese violett-roten Kalke sind lateral häufig mit
den grauen Kalken der Allgäu-Schichten verzahnt. Größere Ver-
zahnungen zwischen Rot- und Graufazies wurden auf engerem Raum
nicht beobachtet. Die von JACOBSPATH (1965, Abb. 1) irrtümlich
angenommene Verzahnung am Rothorn ist eindeutig tektonisch be-
dingt (Abb. 47).

Die Mächtigkeit der Älteren Allgäu-Schichten variiert im Ge-
biet der Roten Wand sehr stark, was bereits Taf. 1 zeigt. Wäh-
rend im Ost-Teil der Roten Wand noch ca. 40 - 50 m erreicht wer-
den, nimmt die Mächtigkeit nach Westen über dem vermuteten Rätolias-Kalk-Riff bis auf wenige Meter ab. Unmittelbar nördlich des
Westgrates der Roten Wand, oberhalb des Höhenweges (auf Taf.1
nicht zu sehen), wurden bei unveränderter Fazies sogar nur 30 cm
gemessen. Nahezu hangparalleles Ausstreichen täuscht hier eine
größere Mächtigkeit nur vor. Offenbar haben die Allgäu-Schichten
hier ein noch vorhandenes Rätolias-Kalk-Relief ausgeglichen. In
der Rothorn-Mulde südlich der Roten Wand wurden 10 - 15 m, am
Westhang des Madratsch ca. 30 m und weiter südlich in der Eingemauert-Mulde 45 - 50 m ermittelt. Aus der Eingemauert-Mulde sei

noch eine 0,6 - 1 m dicke, kieselige Spatkalk-Bank mit Hornsteinknauern etwa 10 m unter der Obergrenze erwähnt, die sonst nicht angetroffen wurde.

Die von JACOBSHAGEN (1965, Taf.1) angegebene Zone besonders geringer Mächtigkeiten stößt im Bereich der Roten Wand offenbar etwas weiter nach Norden vor, was auch gut zu dem Schema NW-SE-streichender Schwellenzüge paßt (ebenda: 69 u.88).

Im unteren Marul-Tal haben die Allgäu-Schichten bereits die Fazies der weiter nördlich liegenden Wandfluh-Schuppe. Die Älteren Allgäu-Schichten kommen dort nur über der Flysch-Basis der Oberostalpinen Decke vor und sind bis auf wenige Meter tektonisch reduziert.

Die Mittleren Allgäu-Schichten liegen im Gebiet der Roten Wand in einer Sonder-Fazies vor, die seit HUCKRIEDE (1959) "Ziegelrot-Serie" genannt wird. Sie ist auf der Zürser Schwelle weit verbreitet. Die 0 - 5 m mächtige (meistens 1 - 3 m) Serie roter Mergel und roter, dm-bankiger, mergeliger Kalke bildet stets einen gut kartierbaren Leithorizont. Nach einer schlecht erhaltenen Ammonitenfauna am Westhang des Madratsch stellte JACOBSHAGEN (1965:43) die Serie mit Vorbehalt in den unteren Oberlias. Da von mir nur zwei nichtssagende, wenn auch große Nautiliden und ein Phylloceras sp. gefunden wurden, stützt sich die Korrelation mit den stets mergeligen Mittleren Allgäu-Sch. der Trog-Fazies im übrigen auf lithologische Vergleiche. Neben Bioturbation (Wedelspuren von Zoophycus) und gelegentlich feiner Flaserung (Ot 368) ist mir besonders Quarzsand-Führung aufgefallen:

Ot 126 (Rothorn-Mulde): lutitischer Flaserkalk; massenhaft Echinodermen-Bruchstücke (vorw. Crinoiden), nicht gerundete Quarz-"Splitter" (30-200 u, Maximum unter 100 u), Quarzkorn-Aggregate (nicht größer), Hellglimmer, Quarz/Hellglimmer-Aggregate (nicht größer), Feldspäte (vereinzelt) in roter krypto- bis mikrokristalline Calzit/Ton-Matrix, feine Flaserung. In weniger stark geflaserten, knolligen Partien liegen die Partikel weniger eng beieinander. Exotischer Detritus ca.5-10%, Quarze randlich leicht von Calzit verdrängt oder auch euhedrale Anwachssäume zeigend.

Diese Beobachtung stützt sich leider nur auf einen Schliff, doch zeigt ein identischer Fund von HELMCKE (1969:64 f.) aus

dem östlich benachbarten Gebiet, daß diese "Quarz"-Führung offenbar öfter vorkommt. Vereinzelte detritische Quarze (selten größer als $60\ \mu$) kommen zwar in den Kalken der Allgäu-Schichten immer wieder vor, doch ist starke Quarzführung bisher nur selten bekannt geworden (JACOBSHAGEN 1965:78). Der erste Fund aus der Ziegelrot-Serie stammt von HELMCKE(1969). Er vermutete ein Liefergebiet dieser Quarze im Süden oder Südwesten. Für sichere Aussagen liegen aber noch nicht genügend Funde vor. Quarzkörner dieser Korngrößen können auch unter normalen Bedingungen noch weit freischwebend transportiert werden. In den Gesteinen der Ziegelrot-Serie ist überdies eine diagenetische Anreicherung des festländischen Detritus durch Flaserung gesichert, aber schon wegen der geringen Karbonat-Sedimentation primär sehr wahrscheinlich. Immerhin paßt eine stärkere Quarzführung in den Mittleren Allgäu-Sch. gut zu dem Bild verstärkter festländischer Sedimentzufuhr. JACOBSHAGEN (1965:78, 79) wies auf lebhaftere Wasserbewegung in den Spatkalken der Mittleren Allgäu-Sch., die auch chersogene Quarze und Glimmer führen, hin.

Quarz und Glimmer führende, feingeschichtete und dünnsschichtige, kieselige Kalke wurden auch in den Mittleren Allgäu-Sch. der Wandfluh-Schuppe gefunden und werden hier schon vorweg beschrieben:

Ot 913 (Höhe 1 400 m am Weg zwischen Hutla-Alm und Klesenza-Alm): In mikrokristalliner, teils calzitischer, teils kieseliger Matrix schwimmen viele großenteils calzitisierte Schwammnadeln, detritische Quarze (ca. $60 - 120\ \mu$), feine Glimmer und Glimmer-Aggregate (max. $400 \times 240\ \mu$), häufiger diagenetisch entstandene Calzit- und Dolomit-Rhomboeder und Pyrit in unregelmäßig geformten Aggregaten. Exotischer Detritus nach Vergleichstafel ca. 2,5 - 5 %. Die kieselige Matrix dürfte von den Schwammnadeln stammen.

Die Jüngeren Allgäu-Schichten im Gebiet der Roten Wand zeigen wieder die übliche bioturbate Grau-Fazies. Fukoiden und Zoophycus-Wedel sind sehr häufig, im übrigen ist die Serie arm an Makrofauna. Sie enthalten wesentlich mehr Mergel als die Älteren Allgäu-Sch. und sind auch kontrastreicher gegliedert. Die Kalke sind meistens dünnbankiger und weisen häufig ebene Schichtflächen auf. Das Profil am Rothorn zeigt folgende Gliederung:

jung:	3 m	dm(5-15cm)-bankige, dunkelgraue, kieselige Kalke mit dünnen Mergel-Zwischenlagen
	4 m	dm-bankige dunkelgraue Fleckenkalke mit Mergel-Zwischenlagen und vereinzelt Kieselkalk-Bänken
	5 m	plattige (3-7cm), vorw. kieselige Kalke wechseln mit dunkelgrauen Mergelschiefern und gelb anwitternden Fleckenkalke
	ca.8 m	dm(10-30cm)-bankige Fleckenkalke mit cm-dicken
alt:		Mergel-Zwischenlagen, glatte Schichtflächen

Die Jüngeren Allgäu-Schichten werden im Gebiet der Roten Wand bis zu 60 m mächtig. In der Rothorn-Mulde wurden ca. 20 m, in der Eingemauert-Mulde 15 - 18 m gemessen. Am Madratsch hat JACOBESHAGEN (1965:99) 57 m ermittelt.

Die Allgäu-Schichten der Wandfluh-Schuppe

weisen keine faziellen Besonderheiten auf. Durch ausgeprägte Gleitbrett-Tektonik sind die Mächtigkeiten häufig tektonisch reduziert worden. Die besten Aufschlüsse finden sich am Glattmar und Garmil südöstlich der Ob. Partnom-Alm und in den westlichen Talhängen des Hutla-Tales oberhalb der Unt. Hutla-Alm.

Die bis zu 80 m (Glattmar) mächtigen Älteren Allgäu-Sch. führen durchgehend reichlich Hornsteinknauern oder -schnüre und sind sonst im Ganzen - ebenso wie die Jüngeren Allgäu-Schichten - wie im Rote Wand-Synklinorium ausgebildet. Die Jüngeren Allgäu-Schichten sind meistens bis auf 15 m tektonisch reduziert worden. Südlich der Unt. Hutla-Alm erreichen sie etwa 40 m.

Die 25 - 30 m mächtigen Mittleren Allgäu-Schichten bestehen hauptsächlich aus bräunlich-grau verwitternden Mergelschiefern mit Fukoiden. Mit zunehmendem Kalkgehalt gehen die Schiefer partiell in plattige, schmutzig-graue Mergelkalke über. Seltener sind (frisch) grünlich-graue Fleckenkalke und rostbraun und porös anwitternde kieselige Kalke, die oft massenhaft Schwammnadeln und gelegentlich detritische Quarze (s.o.) aufweisen. Bei günstigen Aufschlußverhältnissen findet sich eine 0,5 - 2 m dicke Lage "zimtbraun" anwitternder "Mangan-Schiefer".

Die Allgäu-Schichten der Zitterklapfen-Schuppe

sind tektonisch noch stärker gestört und besonders westlich des Steintobels südlich Sonntag häufig bis auf wenige Meter reduziert. Am vollständigsten scheinen sie noch im Steilhang östlich des Steintobels zu sein, wo sie ca. 200 m mächtig sind. Die brauchbaren Profile sind alle unzugänglich. Tektonik und Aufschlußverhältnisse erklären, warum hier keine Gliederung gelungen ist. Meistens war nur erkennbar, daß die Allgäu-Sch. zum Hangenden mergeliger werden und allgemein entschieden "schmutziger" und dunkler sind als in den oben beschriebenen Fazies. Die Fukoiden heben sich häufig nur schwach von der Grundfarbe des Gesteins ab. Im 60 m mächtigen Steintobel-Profil (im Bachknick zwischen Höhe 920 und 950 m) ist eine Dreigliederung durch Einschaltung einer ca. 15 - 20 m mächtigen Folge braun-schwarzer Mergel gegeben, die teilweise "Mangan-Schiefern" ähneln. Sandige Ausbildungen der Allgäu-Sch., die JACOBSHAGEN (1965:26) auch aus dem Steintobel meldete, konnten nicht wiedergefunden werden. Sandstein-verdächtige Proben erwiesen sich alle als Schwammnadel-reiche, mehr oder weniger kieselige Kalke, in denen auch Radiolarien und vereinzelt Ostracoden gefunden wurden. In dieser schmutzigen Fazies würden aber sandige Einschaltungen, wie sie von JACOBSHAGEN (1965:26) von der Blasenka (wenige Kilometer weiter nordöstlich) beschrieben wurden, nicht überraschen. Auffällig ist stets die große Anzahl unregelmäßig geformter Pyrit-Aggregate in Dünnschliffen. Gelegentlich wurde auch Pyrit-Vererzung auf Klüften festgestellt.

Bemerkungen zur paläogeographischen Entwicklung des Lias und Dogger.

Die im höheren Rät angelegte paläogeographische Gliederung des Untersuchungsgebietes in eine Schwellenregion im Südosten, eine Beckenregion im Bereich der Wandfluh-Schuppe und eine bereits im höchsten Rät sich langsam abbauende Schwelle in der Zitterklapfen-Schuppe blieb im unteren Lias weitgehend erhalten, wie die Verteilung von Rot- und Graufazies zeigt (JACOBSHAGEN 1965:82). Erst im Mittellias zeigt der Sedimentationsraum verhältnismäßig einheitliche Züge. Zur Zeit der Mittleren Allgäu-Schichten trat die Zürser Schwelle (Ziegelrot-Serie) wieder etwas ausgeprägter in Erscheinung, während die relativ einheitli-

che Ausbildung der Jüngeren Allgäu-Schichten im Untersuchungsgebiet, trotz größerer Mächtigkeitsunterschiede, auf keine wesentliche paläogeographische Differenzierung im Dogger schließen läßt.

Besonders betonen möchte ich - weil dies aus der vorliegenden Literatur nur andeutungsweise herauszulesen ist - daß sich trotz weitgehender Übereinstimmung des paläogeographischen Bildes im oberen Rät und im Unterlias die geodynamischen Verhältnisse im unteren Lias grundlegend änderten. Während im oberen Rät die "Schwellen" gleichzeitig Regionen relativ größerer Absenkung waren, im Gegensatz zu den "Becken", waren die Verhältnisse im Lias und Dogger genau umgekehrt: Hier wurden die "Tröge" den Mächtigkeiten zufolge rascher abgesenkt als die "Schwellen".

Bathymetrische Unterschiede zwischen "Schwellen" und "Trögen" müssen im Jura nicht unbedingt immer ausgeprägt gewesen sein. Man kann wohl in der Rotkalk-Fazies über Rätolias-Kalk mit der Abfolge: Onkosparit, Echinodermen-Biomikrit, biogener Biomikrit und geflaserter Knollenkalk noch am ehesten sich langsam absenkende morphologische Schwellen sehen. Von dem langsamen Fazieswechsel - erst im höheren Sinemurium war die Rotkalk-Fazies bis auf extreme Schwellengebiete zurückgedrängt - darf man deshalb in Anlehnung an JACOBESHAGEN (1965:83) auf eine auch nur langsame Vertiefung des gesamten Sedimentationsraumes schließen.

Oberjura.

Stratigraphische Gliederung und Verbreitung.

Der Oberjura gliedert sich in die beiden, aus den gesamten westlichen Kalkalpen bekannten, lithostratigraphischen Einheiten Radiolarit und Aptychenkalk. Nur im Rote Wand-Synklinorium verschmelzen beide Einheiten lokal zu der "Schwellenfazies" des Oberjura. Während der Radiolarit sonst im Untersuchungsraum überall faziell gleichartig ausgebildet ist, kann man im Aptychenkalk zwei Fazies-Bereiche unterscheiden: 1. "schwellennahe" Fazies (Rote Wand-Gebiet), 2. geringmächtige "Becken"-Entwicklung (West-Teil des Rote Wand-Synklinoriums und Wandfluh-Schuppe).

In der Zitterklapfen-Schuppe weist der Aptychenkalk Anzeichen unruhiger Sedimentation auf. Der Oberjura der Arosa-Zone führt Ophiolithe.

Über den mergeligen Jüngeren Allgäu-Schichten bildet der Oberjura mit den reineren, der Verwitterung mehr Widerstand bietenden Kalken des Aptychenkalkes meistens eine Steilstufe, so im Rote Wand-Synklinorium die Gipfelpartie der Roten Wand und des Madratschs. Auch im unteren Marultal hat er größere Verbreitung. Im West-Teil der Wandfluh-Schuppe ist er nur in kleineren Vorkommen zu finden und nimmt erst weiter im Osten größere Areale ein. An der internen Gleitbrett-Tektonik der Wandfluh-Schuppe ist er in besonderem Maße beteiligt. In der Zitterklapfen-Schuppe kommt der Oberjura hauptsächlich in tektonischen Scherlingen oder, engverfaltet mit der Kreide-Serie, in kleineren Faltenzügen vor.

Radiolarit (ra).

Der Radiolarit entwickelt sich mit unscharfer Grenze aus dunkelgrauen Kieselkalken und Fleckenkalken der Jüngeren Allgäu-Schichten. Als Untergrenze wurde das Einsetzen schwarzer Hornsteine bestimmt, die keine Fleckenkalk-Einschaltungen mehr enthalten. Biostratigraphisch wird die Grenze im Westteil der Nördlichen Kalkalpen nach verbreiteter Ansicht (die sich auf nur wenige Fossilfunde stützt) mit der Dogger/Malm-Grenze gleichgesetzt (vergl. JACOBESHAGEN 1965:65). In jüngster Zeit belegten WENDT (1969) und KRYSTYN (1971) weiter östlich (Sonnwend-Gebirge und Bereich der Klaus-Schichten) noch unter dem Radiolarit Ober-Oxford. FISCHER (1969) schloß nach Ammoniten-Funden in einem Profil in der Kammerker auf eine sehr viel tiefere Lage der Untergrenze an der Wende Aalenium/Bajocium.

Der gewöhnlich 5 - max. 15 m mächtige Radiolarit besteht aus dm(5-15 cm)-bankigen Hornsteinen mit mm-dünnen Mergel-Zwischenlagen. Häufig ist eine Dreigliederung in (unten) schwarze, dann grüne (1-3 m) und rote Hornsteine zu beobachten, die stets ebene Schichtflächen aufweisen. Die Farbschichtung erklärte GRUNAU (1957) durch das unterschiedliche Verhältnis von 3-wertigen zu 2-wertigen Eisenoxiden. Während in den grünen Radiolariten

das Ferri/Ferro-Verhältnis im allgemeinen kleiner als 1 ist, liegt es in den roten Radiolariten meistens darüber. Die namengebenden Radiolarien (Spumellarien, selten Nasselarien) erfüllen oft mehr oder weniger das ganze Gestein. Sie sind meistens stark umkristallisiert und heben sich dann nur noch schemenhaft von der kieseligen Grundmasse ab. In stärker Calcit-haltigen Radiolariten können die Radiolarien calcitisiert oder mit Calcit gefüllt sein. Die Grundmasse des Gesteins besteht stets aus krypto-mikro-kristalliner Kieselsäure mit tonigem Pigment. Der Calcit-Gehalt ist gelegentlich so hoch, daß er sich mit verdünnter Salzsäure nachweisen läßt. Auch wenn gar keine Radiolarien zu erkennen sind, besteht eine gewisse Wahrscheinlichkeit, daß auch dann die Kieselsäure-Matrix durch diagenetische Auflösung von Radiolarien und Verdrängung von Calcit zu erklären ist. FISCHER (1969) beschrieb einzelne Diagenese-Stadien und wies nach, daß die Radiolarien ursprünglich in einer mikritischen Kalk-Matrix eingebettet waren. Außer Radiolarien wurden keine Fossilien gefunden.

Auf tektonische Beanspruchungen hat der gleichmäßig dünnbankige Radiolarit mit hoher Teilbeweglichkeit stets zu engräumiger Faltung geführt. In der Radiolarit-Tektonik ist das Bewegungsbild des Untersuchungsraumes deshalb besser überliefert als in allen anderen stratigraphischen Einheiten.

Bemerkungen zum Radiolarit-Problem.

Während über den pelagischen Charakter der ostalpinen Radiolarit-Fazies noch weitgehend Einigkeit besteht, klaffen die Meinungen über die seit STEINMANN (1925) diskutierte Bathymetrie der Radiolarite und über die Zufuhr der Kieselsäure weit auseinander. Die vor allem durch GRUNAU (1946, 1947, 1957, 1959 u. 1965) geprägte Ansicht, daß zwischen Radiolariten und (oft benachbarten) Ophiolithen eine petrogenetische Verbindung besteht, darf nach FÜCHTBAUER & G.MÜLLER (1970:488) "als weltweit erwiesen betrachtet werden". Mindestens für die oberostalpinen Radiolarite wurde diese Verbindung bisher aber nicht bewiesen, wenn ich sie auch für sehr wahrscheinlich halte. Im oberostalpinen Oberjura sind zwar kleine Vorkommen von Vulkaniten ge-

funden worden, so die Ehrwaldite im Wetterstein-Gebirge (MILLER 1963) und mitteltithonische Tuffite am Engelstein bei Marquartstein (DHEIN 1944, DOBEN 1962), doch sind diese Vorkommen im Vergleich zu der im Radiolarit gebundenen Kieselsäure zu klein und liegen außerdem über dem Radiolarit-Niveau. Immerhin hat sich aber herausgestellt(s.u.), daß die Spilite der Arosa-Zone mindestens teilweise Radiolarit-Alter besitzen. Da außerdem nach heutiger Kenntnis auch nicht auszuschließen ist, daß der oberostalpine Faziesraum zeitweise über die Arosa-Zone mit dem penninischen Faziesraum verbunden war, wo Radiolarite noch häufiger mit submarinen basischen Ergüssen verknüpft sind, sehe ich keine Schwierigkeit, die Kieselsäure-Zufuhr zu erklären. Es ist dabei gar nicht wichtig, wo im weiteren Sedimentationsraum Kieselsäure-zuführender Vulkanismus herrschte, da schwerlich zu widerlegen ist, daß die Radiolarien Zwischenträger der gesamten Kieselsäure waren. Pelagische Mangelsedimentation, die sich schon aus der geringen Sedimentationsrate ergibt, läßt sich außerdem als Grund für relativ große Kieselsäure-Anreicherung anführen.

Dagegen erscheint mir eine gegenüber den Jüngeren Allgäu-Sch. verstärkte Kieselsäure-Zufuhr vom Land sehr unwahrscheinlich, weil eher eine generelle Abnahme festländischer Sedimentzufuhr zu beobachten ist. Alle von mir beobachteten Radiolarite waren ausgesprochen Detritus-arm. Abgesehen vom tonigen Pigment sind mir nur detritische Glimmer bis max. 170 μ Größe aufgefallen. HELMCKE (1969) wies röntgenographisch wechselnde Gehalte an Quarz, "Illit", Albit, Chlorit, Calcit und Hämatit nach und deutete die Chlorite "am ehesten als schwach metamorphe Bildungen aus Montmorillonit". Er hielt es mit GRUNAU (1959:136) aber auch für möglich, daß die Minerale Albit und Chlorit von basischen Magmatiten stammen. Sie kommen allerdings reichlich neugebildet vor, wie ich in einem Dünnschliff (Ot33, s.u.) nachweisen konnte. Vereinzelte detritische Feldspäte (HUCKRIEDE 1971:85) in Tonschiefer-Zwischenlagen können nur unter Vorbehalt als Hinweis auf den Kieselsäure-Lieferanten in Betracht kommen, und auch der von HUCKRIEDE ausgesprochene Tuffit-Verdacht muß angesichts der großen, einseitigen Kieselsäure-Vormacht m.E. verworfen werden.

Viele Versuche, für Radiolarite Tiefsee-Natur nachzuweisen, haben zwar erbracht, daß die Radiolarite in vieler Beziehung petrographisch mit rezenten Tiefsee-Tonen vergleichbar sind. Belegt wurde aber eigentlich stets nur der ohnehin unbestrittene Hochsee-Charakter des Sedimentes, während es an bathymetrischen Kriterien nach wie vor fehlt. Die extreme Angabe von GARRISON (1964), der zufolge die Radiolarite unterhalb der Löslichkeitsgrenze von Calcit sedimentiert worden sind, wurde bereits von HELMCKE (1969) und FISCHER (1969) widerlegt. Andererseits zeigen die Radiolarite keine Anzeichen, wie Einfluß der Wellenwirkung oder größere Strömungen, die auf Flachwasser-Milieu schließen lassen. Schließlich fand JACOBSSHAGEN (1965:80) Anzeichen, "daß die Allgäu-Schichten vorwiegend in den tieferen Teilen eines Flachmeeres abgelagert worden sind". Da es keine Anzeichen für sprunghafte bathymetrische Veränderungen gibt, darf man vielleicht annehmen, daß die Radiolarite nicht allzu tief unterhalb des Schelf-Niveaus entstanden sind.

Ich möchte abschließend eine besonders interessante Dünn-schliff-Probe aus einer 2 - 3 cm dicken, roten Hornsteinlage im Radiolarit der Rothorn-Mulde (südlich Rote Wand) beschreiben. Auf einer Schichtfläche waren mir zahlreiche bis zu 0,5 cm große, runde Knollen aufgefallen, die sich als Baryt-Konkretionen erwiesen.

Ot 33: Baryt-Konkretion, "intersertales" Baryt-Gefüge, bis 1,2 mm lange Kristall-Leisten vom Rand her durch palisadenartig angeordneten, feinkristallinen Quarz (Chalcedon) verdrängt oder pseudomorph vollständig durch Quarz ersetzt (Abb. 14). Grundmasse: wasserklare, kryptokristalline Kieselsäure mit schemenhaften Umrissen von Radiolarien, kein toniges Pigment, selten kleinere Calcit-Kristalle. Die Konkretion wird von einem roten Pigmentsaum (?Hämatit) ummantelt. Diese Anreicherung des tonigen Pigments enthält mehrere, im Gegensatz zum übrigen Gestein gut erhaltene Spumellarien (Abb. 15), was auf Bildung dieser Konkretion in einem sehr frühen Diagenese-Stadium schließen läßt. Eine benachbarte Kluftfüllung, die jünger als die Konkretion, aber älter als die Flaserung des Gesteins ist, besteht aus Albit, teilweise in bis zu 0,6 mm langen Leisten (Abb. 16), daneben auch Neubildung von grünem Chlorit. Chlorit auch auf anderen Klüften neben Quarz flächenhaft verbreitet (anomale blaue Interferenzfarben).



Abb. 14: Dünnschliff Ot 33. "Intersertales" Baryt-Gefüge. Erläuterung siehe S. 59. Maßstab: ca. 0,1 mm.

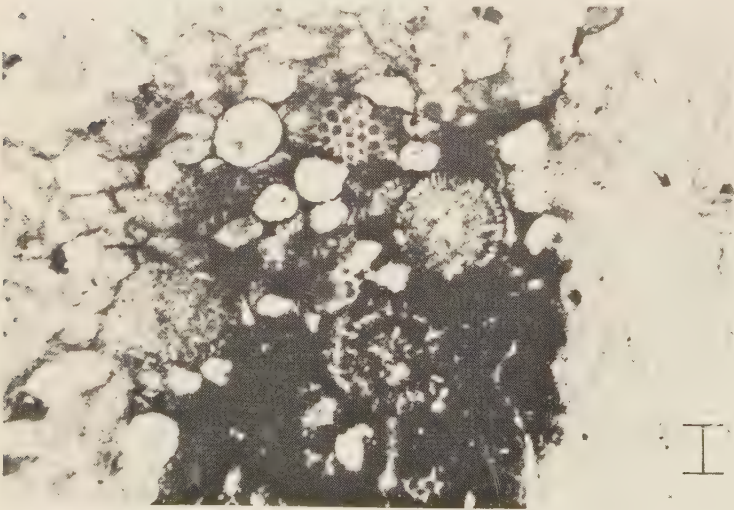


Abb. 15: Dünnschliff Ot 33. Spumellarien im Pigmentsaum der Baryt-Konkretion, vergl. S. 59. Maßstab: ca. 0,12 mm.



Abb. 16: Dünnschliff Ot 33. Neubildung von Albit neben Quarz und Chlorit. Beiderseits der Kluftfüllung kryptokristalline Kieselsäure mit umkristallisierten Radiolarien. Maßstab: ca. 0,06 mm.

Nach FÜCHTBAUER & G.MÜLLER (1970:193 ff.) können z.Zt. zwei Arten des Auftretens von Baryt in rezenten marinen Sedimenten unterschieden werden: "a) Baryt in Knollenform im Bereich des Kontinentalabhanges, b) feinkristalliner Baryt in Tiefsee-Sedimenten des Pazifiks". Für die Bildung des Baryts im Pazifik wird ein Zusammenhang mit submarinem Vulkanismus zumindest sehr wahrscheinlich gemacht, weil die größte Barythäufigkeit auch mit hohen, aus hydrothermalen Exhalationen stammenden Konzentrierungen von Cu, Mn, Fe, Cr und Pb zusammenfällt. Der Chemismus der vorliegenden Probe ist leider noch nicht bekannt. Es ist immerhin auffällig, daß die Regionen mit hoher Barytkonzentration im Pazifik teilweise mit denen rezenter Radiolarienschlamm-Sedimentation zusammenfallen.

Aptychenkalk (a, ap).

Aptychenkalk in geringmächtiger "Becken"-Entwicklung.

Diese Fazies ist im westlichen Rote Wand-Synklinorium (Unteres Marul-Tal) und in der Wandfluh-Schuppe entwickelt. Obwohl der Aptychenkalk hier nur ca. 30 - 35 m mächtig ist, gleicht die Fazies doch sehr der Ausbildung in den zentralen Lechtaler Alpen, wo allerdings 100 bis 200 m Mächtigkeit erreicht werden (HUCKRIEDE 1959:76). Die große Mächtigkeit des Aptychenkalkes am Bärenwang westlich der Klesenza-Alm von 80 - 100 m wird durch tektonische Verdoppelung infolge der intensiven Gleitbrett-Tektonik lediglich vorgetäuscht.

Den Fuß der Schichtfolge bilden meistens 1 - 4 m mächtige, mit mehrfachem Farbwechsel rote und grünlich-graue, mergelige und im mm-cm-Bereich schiefrig absondernde Kalke. Ob diese bunten Aptychenschichten mit den roten, geflaserten Knollenkalcken der "schwellennahen" Fazies biostratigraphisch zu korrelieren sind, kann mangels brauchbarer Fossilfunde nicht beurteilt werden. Es wurden nur schlechterhaltene Lamellaptychen gefunden. Am besten aufgeschlossen ist dieser Abschnitt im mittleren Marul-Tal am Hang nördlich Garfüla. Am Steilhang südlich Marul im unteren Marul-Tal kommen neben der beschriebenen Ausbildung in den schmalen Faltenzügen auch kompakte, mergelige Rot-Kalke vor, die leichte Flaserung aufweisen. Sie vermitteln möglicherweise zu der schwellennahen Fazies im östlichen Teil des Rote Wand-Synklinorium

Die darüber folgenden hellgrauen, homogen mikritischen Kalke des grauen Aptychenkalkes (oft als "sahnig dicht" bezeichnet) sind dagegen ausgesprochen tonarm. Auch Mergel-Zwischenlagen treten in der Schichtfolge weitgehend zurück. Die Bankung ist deshalb aus größerer Entfernung häufig nicht mehr zu erkennen, und der Aptychenkalk wirkt dann recht massig. Durch meistens unebene Schichtflächen wird dieser Eindruck noch verstärkt. Besonders auffällig sind häufig stylolithisch ausgebildete Drucksuturen, die als schwarze Tönhäute das Gestein mehr oder weniger dicht durchziehen oder auch als schwarze Häute auf Absonderungsflächen (häufig parallel zur Schichtung) erscheinen. Die Schwarz-Färbung der Tönhäute wird gewöhnlich oxidischen Mangan-Verbindungen zugeschrieben (HUCKRIEDE 1959:73). HELMCKE (1969:118) führte zahlreiche Analysen von Aptychenkalk-Proben des östlich benachbarten Gebietes auf einige metallische Spurenelemente durch und stellte lokal Mangan-Vererzungen bis zu 10 % und sonst "normale" Gehalte etwa zwischen 0,02 und 0,3 % fest.

Unter dem Mikroskop fällt besonders der hohe Anteil von amorpher bzw. kryptokristalliner Kieselsäure auf Drucksuturen auf. Ebenfalls angereichertes opakes Pigment tritt dagegen stark zurück (Ot 1526). In zentralen Streifen der bis zu 0,2 mm dicken Suturen ist außerdem häufig feinkristalliner, faseriger Calcit ausgeschieden. Die spätdiagenetische Entstehung der Drucksuturen ist leicht nachzuweisen, weil stets vorhandene, mit Calcit verheilte "Klüfte an den Suturen ver setzt erscheinen. Anhand dieses Versatzes konnte ich abschätzen, daß der Lösungsverlust an einzelnen Suturen 2 - 3 mm beträgt (Ot 1526). Auf einen relativ hohen Kieselsäure-Gehalt in den Kalken weisen bereits reichlich vorkommende Hornsteinknauern und -schnüre hin, die sicherlich konkretionär aus "vagabundierender" Kieselsäure entstanden sind. Die Kieselsäure dürfte letztlich von Radiolarien stammen, die stets massenhaft in den Kalken vorkommen und ganz oder teilweise calcitisiert sind. Calpionelliden sind dagegen vergleichsweise selten, und andere mit dem Mikroskop erkennbare Mikrofossilien wurden überhaupt nicht beobachtet. In Dünnschliffen der hellgrauen Aptychenkalke

sind aber immer wieder Querschnitte von Lamellaptychen zu finden.

Etwa im Mittelteil der Serie ("Garmil", Taf. 4) ist ein Paket hellgrauer, dünnbankiger, mikritischer Kalke mit grünlich-grauen Mergel-Zwischenlagen eingeschaltet. Die obersten Meter (am Garmil 5 m, Taf. 4) der Schichtfolge bestehen aus hellgrauen bis grünlich-grauen, mikritischen Suturenkalken, die zahlreiche kleine Fukoiden enthalten. Sie können mit Fleckenkalken der Allgäu-Schichten verwechselt werden, sind aber meistens etwas heller bzw. tonärmer. Diese Folge wird auch Neokom-Aptychenkalk ZEIL (1956:380) genannt, nachdem NÖTH (1926) und andere Bearbeiter in dieser Fazies des Aptychenkalkes eine Unterkreide-Fauna gefunden hatten. Wie weit der Aptychenkalk des Untersuchungsraumes biostratigraphisch in die untere Kreide hineinreicht, ist aber in den meisten Fällen nur abzuschätzen. In einem Profil östlich des Unt. Hutla-Tales (Taf. 4) wurde in der darüber folgenden Kreide-Serie wenige Meter über dem Fukoiden-führenden Aptychenkalk eine Foraminiferen-Fauna des oberen Apt gefunden (siehe S. 83). Demnach scheint die Aptychenkalk-Fazies hier etwa bis in das mittlere Apt durchzulaufen. Die Grenze liegt im Westteil der Nördlichen Kalkalpen offenbar überall etwa in diesem stratigraphischen Bereich. HUCKRIEDE (1959:73) gab für das Gebiet bei Kaisers (Lechtaler Alpen) ?Barrême als Obergrenze des Aptychenkalkes an und stufte (1958:73) die tiefsten Kreideschiefer ("Übergangsschichten") in das Apt bis untere Alb ein. In der Umgebung des Tannheimer Tales im Allgäu beginnt die pelitische Kreideschiefer-Serie ("Tannheimer Schichten") nach ZACHER (1966) ebenfalls etwa im oberen Apt. Für die "Neokom-Aptychen-Schichten" gab er eine stratigraphische Reichweite von Berrias - ?Mittelapt an. Auch RISCH (1969) kam nach der stratigraphischen Bearbeitung der höheren Unterkreide der bayerischen Unterkreide für den Bereich der "Allgäu-Decke" zu einem ähnlichen Ergebnis. Danach werden die Aptychen-Schichten des Neokom "im Ober-Apt durch immer tonreichere Lagen ... allmählich abgelöst". Es gibt lokal aber auch diskontinuierliche Überlagerungen(s.u.).

Unruhige Sedimentation im Aptychenkalk der Zitterklapfen-Schuppe.

Die "Jungschichten" der Zitterklapfen-Schuppe sind eng verfalltet oder verschuppt. Der Oberjura kommt nur in tektonischen Scherlingen oder (östlich des Steintobels südlich Sonntag) in schmalen Falten-Zügen vor. Der Aptychenkalk wird nirgends mächtiger als ca. 15 m, mit tektonischen Reduktionen muß aber gerechnet werden.

Der geringmächtige rote Aptychenkalk ist hier als undeutlich gebankter, Echinodermen-führender Biomikrit ausgebildet. Er erinnert hier sehr an die Fazies im Bereich der Zürser Schwelle (HELMCKE 1969). Daneben kommen lokal monomikte und polymikte Breccien vor, die jeweils nur wenige Quadratmeter große Aufschlüsse bilden. Es handelt sich einerseits um rote, Radiolarit-reiche, dichtgepackte Breccien mit schlecht gerundeten Komponenten bis ca. 5 cm Größe. Sie werden von "Biancone"-ähnlichen Aptychenkalcken überlagert. Diese Breccien wurden im Steintobel in ca. 960 m Höhe, außerdem am Hang nördlich Stein und nördlich Steinbild gefunden. Andererseits ist mir westlich des Steintobels am Hang südlich der Siedlung Reutele in Höhe 1 200 m eine Aptychenkalk-Breccie aufgefallen, die ausschließlich hellgraue, mikritische Aptychenkalk-Komponenten bis max. 8 cm Größe (meist 0,5 - 1 cm) in roter, mergeliger Matrix führt. Sie liegt dort inmitten tektonisch stark reduzierter Aptychenkalke. Diese synsedimentären Breccien sind auch von SCHIDLOWSKI (1962:55, 1967) und anderen Autoren außerhalb des Arbeitsgebietes weiter östlich beschrieben und mit "jungkimmerischen Bewegungen" in Zusammenhang gebracht worden. Unruhige Sedimentation mit Breccien-Bildung hat auch HELMCKE (1969) aus dem Oberjura in der Umgebung des Zürser Sees bekannt gemacht. Im übrigen weist der Aptychenkalk der Zitterklapfen-Schuppe keine Besonderheiten auf.

Aptychenkalk in "schwellennaher" Fazies.

Der Aptychenkalk in "schwellennaher" Fazies ist auf den Südost-Teil des Rote Wand-Synklinoriums beschränkt. Außerhalb des Untersuchungsgebietes läßt sich die Fazies weiter nach Osten

in die Spuller-See-Mulde (HELMCKE 1969) verfolgen und ist der Schwellenfazies des Oberjura im Bereich der Zürser Schwelle unmittelbar benachbart. Im Gegensatz zur Schwellenfazies läßt sich hier die im gesamten Westteil der Nördlichen Kalkalpen übliche Zweiteilung in a) roten Aptychenkalk (unten) und b) grauen Aptychenkalk (oben) durchführen.

Der rote Aptychenkalk wurde von HELMCKE (1969:88) "Roter Flaserkalk des Malm" genannt und detailliert beschrieben. Er ist überall verhältnismäßig gleichförmig als geflasierter Knollenkalk im Sinne von JURGAN (1969) ausgebildet und erreicht Mächtigkeiten zwischen 2 und 4 Metern. Im Handstück läßt er sich nicht immer sicher von den geflaserten Knollenkalken des Unterlias unterscheiden, doch ist im Aufschluß-Bereich meistens etwas stärkere Flaserung und dunklere Rotfärbung, die auf höheren Ton- (bzw. Fe-Oxid-) Gehalten beruht, festzustellen. Beides könnte in einem ursächlichen Zusammenhang stehen (vergl. D. RICHTER 1965:246 und JURGAN 1969). Anzeichen für Subsolution wurden nicht gefunden. Ähnlich wie beim Unterlias-Rotkalk überwiegen unter den Biogen-Komponenten die Echinodermen-Bruchstücke bei weitem. Im übrigen führte der rote Flaserkalk an den besuchten Stellen stets zahlreiche Lamell- und Punctatptychen. Nach Ammonitenfunden von HELMCKE (1969:95) beginnt der rote Flaserkalk "mit großer Wahrscheinlichkeit im Zeitraum zwischen Ob. Oxfordium und Mittl. Kimmeridgium". Eigene Funde liegen nicht vor.

Die Untergrenze des roten Flaserkalkes zum liegenden Radio-larit ist stets sehr scharf. Der Übergang zum "grauen" Aptychenkalk erfolgt innerhalb eines Meters. Im oberen Teil der roten Flaserkalke schalten sich ungeflaserte, hellgraue oder rötlich-graue Mikrite (teilweise Echinodermen-Biomikrite, Taf. 4 "Rothorn") ein, die zu den grauen Aptychenkalken überleiten.

Die Fazies des grauen Aptychenkalkes der "schwellennahen"

Fazies stimmt weitgehend mit der oben beschriebenen Ausbildung überein. HUCKRIEDE (1959:73 f.) gab eine gute Übersichtsbeschreibung. Die Hauptmasse der hier nur 6 m (Rothorn-Mulde, Taf. 4) bis max. ca. 20 m (Madratsch) mächtigen Schichtfolge

besteht aus hellgrauen, dm(10 - 60 cm)-bankigen, homogen mikritischen Kalken mit vereinzelt Hornsteinknauern und -schnüren. Neben diesen "Biancone"-ähnlichen Kalken kommen gelegentlich auch Echinodermen-Schuttkalke in der Serie vor, die mir besonders am Rothorn (Taf. 4) aufgefallen sind. Sie zeigen im grauen Aptychenkalk die Schwellennähe an.

Die Untergrenze des grauen Aptychenkalkes ist relativ scharf (s.o.) und durch den Farbwechsel von rot nach grau gegeben. Die Obergrenze ist beim Kartieren stets weniger gut faßbar, besonders, wenn die Profile nicht begehbar sind. Über den hellgrauen, mikritischen Kalken des Aptychenkalkes folgen 1 - 4 m graue oder rote Tonschiefer mit Fleckenkalken und gewöhnlich ca. 30 m dickbankige Echinodermen-Schuttkalke der Kreide-Serie. Da die geringmächtige pelitische Zwischenlage meistens nicht aufgeschlossen ist, erscheinen Aptychenkalk und Echinodermen-Schuttkalke der Kreide-Serie oft als geschlossenes Paket. Sie sind deshalb in der Kartierung des Rote Wand-Gebietes als "Aptychenkalk" zusammengefaßt worden, werden hier jedoch getrennt behandelt, weil die lithostratigraphische Grenze zwischen Aptychenkalk in "Biancone"-Fazies und der hangenden Kreide-Serie im ganzen Untersuchungsgebiet durch unvermitteltes Einsetzen toniger Sedimente gekennzeichnet ist.

Östlich oberhalb der Unt. Laguz-Alm (südwestlich des Madratschs) sind mir in dort großflächig aufgeschlossenen grauen Aptychenkalken endostratische Breccien aufgefallen. Hellgraue, mikritische Komponenten liegen in einer ebenfalls mikritischen, aber etwas dunkler gefärbten Matrix. Die unregelmäßig geformten Komponenten sind aber häufig nur teilweise durch Suturen gegen die mikritische Matrix abgegrenzt und verschmelzen mit dieser in Teilbereichen vollkommen. Ich könnte mir vorstellen, daß diese Breccisierung in einem sehr frühen Diagenese-Stadium bei Sedifluktion zustande kam.

Oberjura in Schwellenfazies.

In der nördlichsten Mulde des Rote Wand-Synklinoriums nördlich der Roten Wand, die nur an wenigen Stellen erschlossen ist, besteht der Oberjura aus einer nur wenige dm bis max. 1,5 m

mächtigen Schichtfolge. Sie ist am besten im ob. Hutla-Tal östlich der Klesenza-Alm am "Schwarzmannsbühl" aufgeschlossen, tritt aber auch noch weiter östlich am Nordhang des ob. Hutla-Tales bei "Sautrieben" zutage. Die gleiche Fazies wurde auch am Fürkele-Grat nordwestlich des Madratschs im Südflügel der nach Süden folgenden Mulde ("Alpila-Mulde" = Hauptmulde des Rote Wand-Synklinoriums) angetroffen.

Am Schwarzmannsbühl entwickelt sich der Oberjura aus Fleckenkalcken der Jüngeren Allgäu-Sch., denen im obersten Teil bereits rote Mergelkalke zwischengelagert sind. Darüber folgen:

alt:	mehrere dm	rote, stark geflaserte, mergelige Kalke,
	bis 1 m	die reichlich Echinodermen-Bruchstücke und auch kleine hellgraue, gut gerundete Mikrit-Gerölle führen (Ot 223).
	mehrere dm	hellgraue bis grünlich-graue mikritische
jung:		Kalke in der üblichen "Biancone"-Fazies des Aptychenkalkes.

Im Hangenden schließt sich die Kreideschiefer-Serie an.

An den anderen Lokalitäten wurden nur die roten Echinodermen-Kalke angetroffen. Obwohl das oben beschriebene Profil verhältnismäßig ungestört wirkt, läßt sich nur schwer abschätzen, in welchem Ausmaß der Oberjura auch tektonisch reduziert wurde, da diese nördlichsten Bereiche des Rote Wand-Synklinoriums die weitaus stärkste Einengung aufweisen. Immerhin unterscheidet sich diese Fazies aber deutlich von der sonst in diesem Gebiet auftretenden "schwellennahen" Ausbildung des Oberjura. Eindeutig tektonisch überprägt sind allerdings Bereiche mit Faziesübergängen. Am Nordwest-Hang des Madratschs (Südflügel der Rote Wand-Hauptmulde) ist die Mächtigkeitsabnahme im Übergangsbereich von normal ausgebildetem Radiolarit und Aptychenkalk in "schwellennaher" Fazies zu dem Oberjura in "Schwellenfazies" (innerhalb von knapp 50 Metern in Streich-Richtung nach Nordwesten) z.T. sicherlich tektonisch bedingt. In der nördlichsten Mulde des Rote Wand-Synklinoriums stellt sich die Fazies mit grauen Kalken bereits im obersten Hutla-Tal, westlich des Klesenza-Joches, wieder ein: Zwischen dem Hauptdolomit der Staffel-

feder-Braunarlspitz-Schuppe im Hangenden und dem Plattenkalk-Niveau im Liegenden enthält die "ausgequetschte" Mulde westlich des Klesenza-Fensters lediglich Kössener Schichten und Hornstein-führenden, hellgrauen Aptychenkalk in "Schwellen-naher" Fazies mit Einschaltungen von Echinodermen-Schuttkal-ken (Taf. 7).

Die Schwellenfazies des Oberjura nördlich und nordwestlich der Roten Wand gehört der Zürser Schwelle an und läßt sich in süd-östlicher Richtung sehr gut mit ähnlichen Entwicklungen im Be-reich des Pöngertle-Kopfes (HELMCKE 1969:101 ff.) und auch noch weiter nach Südosten mit Profilen an der Plattnitzerjoch-Spitze (HELMCKE 1969:103) verbinden. HELMCKE (1969:116) hat bereits auf diese SE-NW-streichende Fazies-Zone hingewiesen, die sehr an die Gliederung der Zürser Schwelle in SE-NW-streichende Fazies-Zonen im Lias und Dogger (JACOBSHAGEN 1965:88) erinnern. JACOBSHAGEN wies auch auf die auffälligen Beziehungen des tektonischen Baus der Schwellen-Regionen zu den paläogeographischen Vorzeichnungen hin. Die (älteren) Hauptstrukturen des Rote Wand-Synklinoriums streichen in SE-NW-Richtung und sind erst später in nördlichen Teilen und besonders im West-Teil des Rote Wand-Synklinoriums durch E-W-streichende Strukturen überprägt worden (s.u.).

Ophiolith-führender Oberjura der Arosa-Zone

Die mehr oder weniger geschlossene Schichtfolge der Arosa-Zone an der Basis der Zitterklapfen-Schuppe am Kalkalpenrand und in den tektonischen Fenstern beginnt - abgesehen von tektonischen Linsen mit älteren Gesteinen - mit dem Oberjura, der (abgesehen von den Ophiolithen) gegenüber der oberostal-pinen Ausbildung keine wesentlichen Besonderheiten zeigt. Er ist stets nur einige Dezimeter oder Meter mächtig, was aber nichts über die ursprüngliche Mächtigkeit aussagt. Die Schicht-folgen der Arosa-Zone sind stets tektonisch äußerst stark durchbewegt. Große Mächtigkeits-Schwankungen auf engstem Raum dürften deshalb tektonisch bedingt sein.

Der Radiolarit besteht - wie üblich - aus grünen und roten Hornstein-Bänken. Mit zunehmendem Kalkgehalt geht der rote Radiolarit in mergelige, schiefrig absondernde Rotkalke und mikritische Rotkalke mit roten Ton- und Mergelschiefer-Zwischenlagen über. Darüber folgt der hellgraue, mikritische Aptychenkalk, der in der Arosa-Zone auffällig hell (bzw. tonarm) ist. Dünnschliffe (Ot 691, 872) zeigen größtenteils umkristallisierte und calcitisierte Radiolarien (darunter auch "turmartige" Nasselarien). In weniger Radiolarienreichen Kalken wurden viele Querschnitte von Lamellaptychen und ?Ostracoden beobachtet (Ot 697). Im stratigraphischen Verband sind Radiolarit und Aptychenkalk der Arosa-Zone nur im tektonischen "Fenster der Ob.Partnom-Alm" und an der Basis der Zitterklapfen-Schuppe in der Umgebung des Steris-Baches südöstlich Garsella angetroffen worden. Sonst kommen die Schichtglieder nur einzeln in tektonischen Scherlingen vor.

Ophiolithe sind aus der Arosa-Zone am Nordrand der westlichen Kalkalpen schon lange bekannt und wurden seit REISER (1889) und STEINMANN (1906) immer wieder beschrieben. Die ersten Funde im bearbeiteten Gebiet meldeten M.RICHTER (1956) vom Klesenza-Fenster und D.RICHTER (1956) vom Kalkalpenrand unter der Zitterklapfen-Schuppe. Sie wurden nun auch im kleinen Fenster der Ob. Partnom-Alm und im neuentdeckten Fenster östlich des Postelkopfes bei Buchboden, jeweils im Liegenden der Wandfluh-Schuppe aufgefunden. Es handelt sich überall um petrographisch ähnliche, im frischen Bruch grüne, feinkörnige Diabase, die gewöhnlich als "Spilit"(BROGNIART 1827) bezeichnet werden und vorwiegend aus sauren, "albitisierten" Plagioklasen und (untergeordnet) teilweise oder vollständig chloritisierten Pyroxenen bestehen, die in feinkörniger Grundmasse aus Chlorit und im Dünnschliff nicht näher bestimmbar, opaken Mineralien liegen. Die Plagioklase bilden meist sehr feine arboreszierende Gefüge, die in etwas gröbere intersertale Gefüge übergehen (Ot 700, 48, 49, 1224). Im Klesenza-Fenster wurde außerdem noch ein etwas grobkörnigerer Spilit-Block gefunden, der ein Intersertal-Gefüge aus größeren Plagioklas-Leisten aufweist und auch ophitische Plagioklas-Pyroxen-Gefüge



Abb. 17: Dünnschliff Ot 341. Spilit, arboreszierendes Albit-Gefüge, mit Calcit gefülltes Bläschen = ca. 0,9 mm. Maßstab: ca. 0,24 mm. Vergl. S. 71.

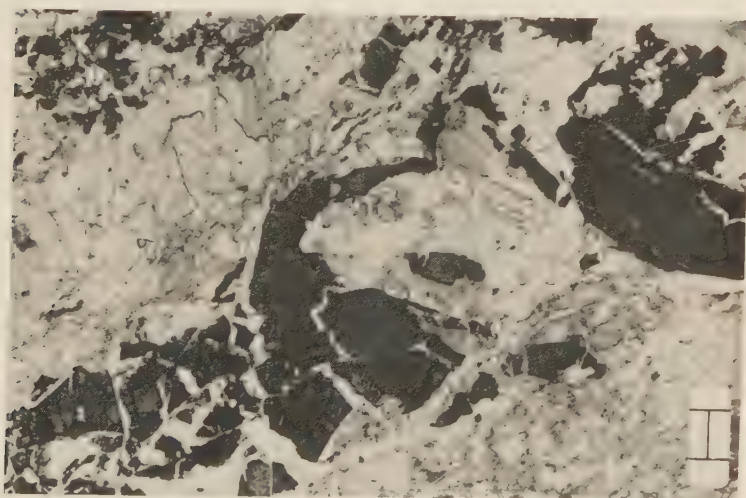


Abb. 18: Dünnschliff Ot 337. Ophicalcit mit Chromit (links, Kataklaste zeigend), ?Fe-Oxide (oben links), "lappiger" Chlorit (hellgrau, z.B. Bild-Mitte), Calcit (weiß). Maßstab: 0,24 mm. Vergl. S. 71.

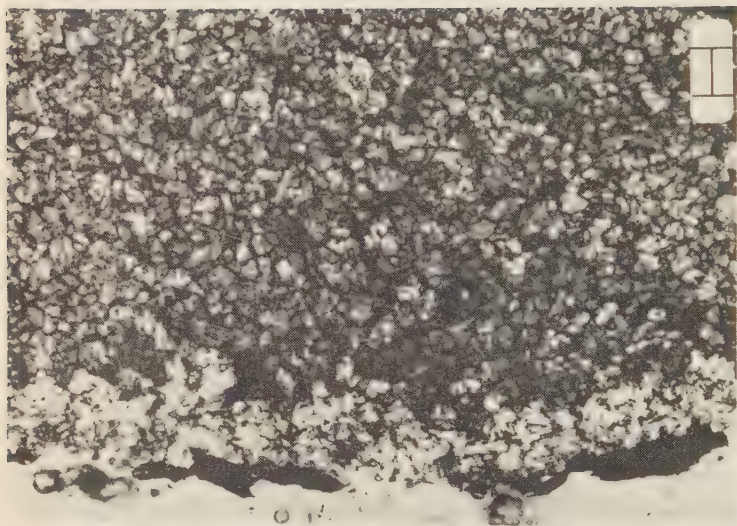


Abb. 19: Dünnschliff Ot 869. Zwickelfüllung mit feinkristallinem Kalk aus einem Spilit-Körper mit Pillow-Struktur, Steris-Bach bei Garsella (Großes Walsertal). Spilit-Kontakt. Der Spilit selbst ist am Dünnschliff am schmalen Saum aus opaken (hier: schwarzen), kryptokristallinen Mineralen (Erz) abgebrochen. Über der Erz-Abscheidung folgt im Bild eine schmale Zone aus kryptokristallinem Quarz (hellgrau), darüber Calcit in unregelmäßig geformten, wasserklaren Kristallen, die durch opake, rot-braune (hier: schwarze) Pigment-Häute voneinander getrennt sind. Vergl. S. 72. Maßstab: ca. 0,06 mm.

enthält (Ot 261). Die Spilite enthalten häufig mit Calcit gefüllte Bläschen.

Ot 341, Abb. 17: arboreszierendes Albit-Gefüge, mit Calcit gefüllte Bläschen (0,9 mm).

Calcit ist auch sonst stets reichlich in den Spiliten enthalten und wird mit der "Spilitisierung" in Zusammenhang gebracht. Ausführliche Diskussionen des "Spilitproblems", bezogen auf die nordalpinen Spilite, finden sich bei DIETRICH (1967 u. 1969) und SCHIDLOWSKI (1969). Andererseits konnten SCHIDLOWSKI & STAHL (1971) aufgrund von Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopen-Untersuchungen wahrscheinlich machen, daß die Calcit-Einschlüsse von assimilierten Kalken stammen. Gelegentlich ist Calcit auch Hauptbestandteil des Gesteins, das dann außerdem nur noch Chlorit und opake Mineralien führt (Ot 221, 337). Diese als "Ophicalcit" bezeichneten Gesteine kommen ebenfalls in kleinen Scherlingen im Klesenza-Fenster vor. Sie wirken alle stark tektonisiert.

Ot 337: zeigt neben grobkristallinem Calcit jeweils getrennte große Areale mit "lappigem", hellgrünem Chlorit, rot-braunen, opaken Mineralen (vermutlich Fe-Oxide) und mit gelblich-braunem Chromit, der starke Kataklyse zeigt (Abb. 18).

Serpentinite, die in den tektonischen Fenstern von Arosa-Zone im Rätikon recht häufig sind, habe ich im Untersuchungsgebiet nicht gefunden.

Das Alter der Spilite wurde von D.RICHTER (1956, 1957 a,b) und auch von M.RICHTER (1966:23) mit Cenoman angegeben - wohl in Anlehnung an GRUNAU (1947:71 f.). Da die Spilite des Arbeitsgebietes aber - von einigen kleinen Scherlingen im Klesenza-Fenster abgesehen - alle mit Radiolarit bzw. Rotkalken des Oberjura verknüpft sind, lag es nahe, nach Beweisen für einen synsedimentären Zusammenhang zu suchen.

Im Bereich des Steris-Baches in ca. 920 m Höhe hatte D.RICHTER (1956:352 f.) vier Spilit-Vorkommen gefunden, ohne aber deren Lagebeziehungen zu erkennen. Das größte dieser Vorkommen erreicht bei etwa 30 m Länge max. 15 m Mächtigkeit. Die vier Vorkommen (drei davon zeigt Abb. 24) keilen seitlich in rotem Radiolarit aus und gehören eindeutig zu einem einzigen, isoklina-

len Falten-Sattel. Die Kontakte zum Nebengestein sind zwar tektonisch überprägt, doch ist sowohl über als auch unter den Spilit-Körpern immer wieder die stratigraphische Abfolge: Radiolarit, Aptychenkalk, Kreide-Serie zu erkennen. Das westlichste Vorkommen weist Pillow-Struktur mit Zwickelfüllungen aus feinkörnigen, roten, kieseligen Kalken auf.

Ot 870: Feinkristalliner Kalk (ca. 30 - 120 μ). Die einzelnen unregelmäßig geformten Calcit-Kristalle sind wasserklar und gegeneinander durch feine, rote Pigment-Häute getrennt. In zahlreichen Zwickeln ist das opake, rotbraune Pigment angereichert. Andere Zwickel sind mit undulös auslöschendem Quarz gefüllt. Keine Flaserung!

Die Kontakte mit Spilit zeigen stets einen schmalen Saum aus rot-braunen, opaken, kryptokristallinen Mineralen (Pigment-Anreicherung), gelegentlich auch größere Erzabscheidungen. Außerdem wurde ein schmaler, ca. 80 μ breiter Saum aus kryptokristallinem Quarz gefunden, der sich mit dem feinkristallinen Calcit des gefritteten Kalks verzahnt (Ot 869, Abb.19). Spalten-Füllungen aus rotem Kalk in einem halbkugelförmigen Spilit-Brocken im Fenster der Oberen Partnom-Alm und in einem Spilit-Körper im Klesenza-Fenster, der mitten in einem Radiolarit-Scherling (Taf. 7) steckt, zeigen genau das gleiche Bild. Aus dem Fenster von Arosa-Zone südlich des Augstenberges im Rätikon liegen ebenfalls gleiche Beobachtungen vor.

Die eindeutige Kornvergrößerung bei Verdrängung des roten Pigmentes und von Kieselsäure läßt sich am besten durch Thermometamorphose erklären. Außerdem ist nach den Ausführungen erwiesen, daß die erwähnten Spilite in ein noch plastisches, Kieselsäure-haltiges, rotes, mikritisches Sediment eingedrungen sind. Dabei kann es sich nach den Lagerungsverhältnissen nur um Kalk-Schlamm aus dem Radiolarit-Niveau oder dem untersten Aptychenkalk handeln. Da Radiolarien-Hornsteine die Spilit-Körper beidseitig begleiten, neige ich zu der Annahme, daß diese Spilite in das Radiolarit-Niveau zu stellen sind. (Daß keine Hornsteine in Zwickeln und Spalten gefunden wurden, könnte damit erklärt werden, daß der thermometamorph veränderte Kalkschlamm von der diagenetischen Verkieselung verschont blieb). SCHIDLOWSKI & STAHL (1971) haben das Vorkommen

am Steris-Bach weiter ausgebeutet und hielten die Kontakt-Gesteine für Aptychenkalk. Sie deuteten größere, grobspätige, weiße Calcitäreale in den Rotkalken als thermometamorphe Produkte (1971:258 f.). Es dürfte sich dabei m.E. aber um jüngere Kluft- und Hohlraum-Füllungen handeln, zumal breite, weiße Calcit-"Adern" auch in den Spilit hineinziehen.

Wenn die im Untersuchungsraum gefundenen Spilite auch mit sehr großer Wahrscheinlichkeit alle oberjurassisches Alter besitzen, möchte ich doch nicht ausschließen, daß es andernorts in der Arosa-Zone jüngere gibt. Jedoch ist stets zu prüfen, ob nicht tektonische Kontakte vorliegen. Die Annahme GRUNAU's (1947:70), daß der "Magmenaufstieg" syntektonisch erfolgte, weil die Ophiolithe häufig an tektonischen Leitlinien vorkommen, kann heute wohl nicht mehr in Erwägung gezogen werden. DIETRICH (1969:82 f.) verglich die Pillow-Laven in der Radiolarit-Fazies der Platta-Decke Graubündens, die sich der Beschreibung zufolge nicht von denen der Arosa-Zone unterscheiden, mit rezenten Pillow-Laven der Tiefsee.

Bemerkungen zur Paläogeographie des Oberjura.

Die Tendenz zu einer Vereinheitlichung des Ablagerungsraumes, die sich bereits in den Jüngeren Allgäu-Schichten des Untersuchungsraumes abzeichnet, zeigt sich verstärkt im unteren Malm. Weitgehend konstante Mächtigkeit und gleiche Fazies des Radiolarits in weiten, über das bearbeitete Gebiet hinausgehenden Bereichen sprechen hier für sich selbst. Abweichende Fazies waren im Bereich der ehemals großen Schwellenregionen nur noch in schmalen Zügen ausgebildet, von denen einer SE-NW-streichend nördlich der Roten Wand auch in das Arbeitsgebiet hineinreicht. Übrigens kann man in der Feststellung von JACOBSHAGEN (1965:85), daß die (bathymetrisch eher flacheren) Spatkalk-Schichten der obersten Jüngeren Allgäu-Schichten "im Bereich der höheren Mächtigkeiten liegen", auch einen Hinweis für Relief-Ausgleich sehen.

Neben dieser Vereinheitlichung ist auch eine größere Ausdehnung des Radiolarit-Ablagerungsraumes nach Norden sehr wahrscheinlich, da nichts gegen einen unmittelbaren Anschluß der tektonisch tie-

feren Arosa-Zone nördlich an das Oberostalpin spricht. Die sedimentären Fazies des Oberjura stimmen im wesentlichen mit der oberostalpinen Ausbildung überein. Es zeichnet sich selbst im Oberjura der Arosa-Zone noch kein nördlicher Rand des Ablagerungsraumes ab. Im Gegenteil ist auch wegen der Ophiolith-Führung des Radiolarits der Arosa-Zone eher eine Verbindung mit dem penninischen Faziesraum zu vermuten. Im Gegensatz dazu verweisen die geringen Mächtigkeiten und die Sandführung der darunterliegenden Allgäu-Schichten des Arbeitsgebietes auf Ablagerung in einem peripheren Sedimentationsraum bereits innerhalb des Oberostalpins.

Im höheren Aptychenkalk war der Sedimentationsraum wieder - im Rahmen der aus dem Rät überlieferten paläogeographischen Vorzeichnungen - stärker gegliedert. Unruhige Sedimentation, Aufarbeitungserscheinungen mit Breccien (Zitterklapfen-Schuppe) und Sedifluktions-Breccien (Rote Wand-Synklinorium) deuten außerdem auf ein stärkeres Relief. Die roten Flaserknollenkalke der "schwellennahen" Fazies können mit den geflaserten Knollenkalken des Unterlias verglichen werden, was aber nicht unbedingt auf bathymetrische Übereinstimmung schließen läßt. Die räumliche Ausdehnung und fazielle Ausbildung des Aptychenkalkes verweist im übrigen auf einen über das Oberostalpin hinausgehenden, pelagisch zu bezeichnenden Ablagerungsraum, der kaum vom Festland her beeinflußt wurde.

Kreideschiefer-Serie (kr,krs).

Unter "Kreideschiefer-Serie" verstehe ich die faziell reich gegliederte, stärker festländisch beeinflusste Schichtfolge über den hellgrauen, vorwiegend mikritischen Kalken des Aptychenkalkes. Bisher wurde für dieses Schichtglied meistens der von AMPFERER geprägte Name "Kreideschiefer" oder "Lechtaler Kreideschiefer" benutzt. Dieser lithologisch beschreibende Name für die faziell vielfältige stratigraphische Einheit ist aber unglücklich. HELMCKE (1969:123) und HELMCKE & PFLAUMANN (1971) untergliederten die "Kreideschiefer" sensu AMPFERER im südöstlich benachbarten Gebiet in "Unterkreide-Serie" (alt) und "Kreideschiefer" (jung), was aber auch Verwirrung stiften kann. Ich habe bei der Kartierung

im Rote Wand-Synklinorium den höheren Teil der Kreideschiefer-Serie, also die "Kreideschiefer"-Fazies HELMCKE's einmal untergliedert. Im übrigen Gebiet wurden nur lokale Sonder-Fazies durch Signaturen besonders gekennzeichnet.

Stratigraphische Begrenzung und Verbreitung.

Die Kreideschiefer-Serie bildet im bearbeiteten Gebiet die jüngste stratigraphische Einheit des Ostalpins. Sie beginnt in weiten Bereichen im höheren Apt (siehe S. 63). Als Jüngstes konnte oberstes Alb bis Cenoman mit Foraminiferen nachgewiesen werden. Soweit sie nicht abgetragen oder tektonisch abgeschürft wurde, reicht die Kreideschiefer-Serie in der Umgebung des Arbeitsgebietes aber - einem Fund von SCHIDLOWSKI (1962:58) im östlich anschließenden Gebiet zufolge - bis in das Turon. Danach wurde die ostalpine Geosynklinale in diesem Bereich landfest. Im östlichen Teil des Rote Wand-Synklinoriums bildet die Kreideschiefer-Serie die Gipfel der Roten Wand und das Madratschs. Sie ist auch in der nördlichsten Mulde des Rote Wand-Synklinoriums im oberen Hutla-Tal erhalten und baut den "Fürkele-Grat" zwischen der Laguz- und der Klesenza-Alm auf. Nach Westen ist sie lückenhaft erschlossen unter der Süd-Aufschiebung der Staffelfeder-Braunarlspitz-Sch. bis in das mittlere Marul-Tal zu verfolgen und erscheint auch in schmalen Muldenzügen am steilen Hang südlich des unteren Marul-Tales bei Marul. In der Wandfluh-Schuppe ist die Kreideschiefer-Serie überall, wenn auch teilweise tektonisch stark reduziert, unter der Überschiebung der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe zu finden. In der Zitterklapfen-Schuppe tritt sie, trotz flächenhafter Verbreitung, nur in tieferen Bachanrissen auf den teilweise besiedelten Hochflächen und deren talwärtigen Rändern südlich des Großen Walsertales zutage. In der Arosa-Zone am Kalkalpenrand und in den tektonischen Fenstern bildet sie stets den Hauptanteil der Schichtfolge.

Kreideschiefer-Serie im Rote Wand-Synklinorium.

Die vollständigsten, durchgehend aufgeschlossenen und relativ wenig tektonisch gestörten Profile befinden sich auf den Gipfel-Graten der Roten Wand und des Madratschs. Beide Profile gleichen

sich weitgehend. Das Profil am NW-Grat der Roten Wand ist in Taf.4 (P 3) dargestellt und beschrieben. Es wird im folgenden zusammen mit einem Profil aus dem östlichen Teil der Rothorn-Mulde, südlich der Roten Wand (Taf.4, P 1), kommentiert:

Über hellgrauen, mikritischen Suturen-Kalken des Aptychenkalkes, die vereinzelt auch Fleckenkalke oder auch Spatkalk-Bänke enthalten (Taf.4, P 1 u. P 2), folgen konkordant hell- bis dunkelgraue, teilweise grünlich-graue oder auch rote Mergelschiefer, die mit grünlich-grauen, mergeligen Fleckenkalken wechsellagern. In der Rot-Fazies (P 3) treten auch Echinodermen-Bioarenite mit kleinen (bis 3 cm) Fleckenkalk- und Mergelschiefer-Geröllern auf.

Ot 1463, Ot 1466: Toniger Biomikrit, leicht geflasert. Die schmalen "Flecken" sind ebenfalls geflasert und weisen Pyrit-Anreicherung auf. Massenhaft kleinste, teilweise korrodierte Hedbergellen (max. $110\ \mu$). Vereinzelt korrodierte Quarze ($20 - 30\ \mu$), vereinzelt mikritische Intraklaste mit Radiolarien und Calpionellen, vereinzelt kleine, calcitisierte Schwammnadeln, vereinzelt hellbraune Spinelle.

Ot 1464: Grobkörniger Echinodermen-Bioarenit. Enggepackte Komponenten (ca. $1,2 - 1,5\ \text{mm}$), die miteinander verzahnt sind. Massenhaft Crinoiden-Bruchstücke, massenhaft Gesteins-Bruchstücke mit Radiolarien und/oder Calpionellen (verschiedene Arten, u.a.C. alpina LORENZ), eine ?Coskinolina sp. (det. RISCH), ein brauner Spinell (Chromit) ca. $220\ \mu$, vereinzelt große, kieselige Schwammnadeln. Ein größeres Geröll: wie Ot 1466, randlich stark geflasert.

Der Echinodermen-Bioarenit zeigt danach deutlich Aufarbeitung des liegenden Aptychenkalkes. Die relativ gute Sortierung des grobkörnigen Sedimentes mit Geröll-Führung verweist ferner auf stärkere Wasserbewegung mit guter Durchlüftung (Rotfärbung). Im Profil (P 3) selbst fanden sich aber keine Hinweise für eine diskontinuierliche Sedimentation. Der Pelit-reiche Horizont entwickelt sich vielmehr kontinuierlich aus dem liegenden Aptychenkalk und geht nach oben ebenso kontinuierlich mit Wechsellagerung in die hangenden Echinodermen-Schuttkalke über. Die Fleckenkalke zeigen eine individuenreiche, aber artenarme Hedbergellen-Fauna mit ausgesprochenen Kümmerformen. Da eine nähere Bestimmung nicht möglich war, ergeben sich nur geringe Anhaltspunkte für die Datierung. Kümmerformen von Foraminiferen treten nach RISCH (1969:152) im Apt und Alb in

mehr sandigen Fazies immer wieder auf. Sie kommen aber generell im mittleren Apt und im mittleren Alb besonders häufig vor (freundl. mündl. Mitt. RISCH). Außerdem sei erwähnt, daß sich die größeren Arten der Gattung Hedbergella nach RISCH (1969:145) im tieferen Apt aus der kleinwüchsigen Hedbergella infracretacea (GLAESSNER) entwickeln. Da ca. 15 m höher im Profil Ober-Apt bis ? Mittel-Alb nachgewiesen wurde und die Fazies mit der Hedbergella -Kümmersfauna hier absolut nicht (Quarz)-sandig ist, möchte ich doch annehmen, daß hier tatsächlich etwa Mittel-Apt vorliegt.

Über dem 1 - 4 m mächtigen, pelitischen Horizont folgt in den Profilen P 1 und P 3 (Taf.4) die Hauptmasse der teilweise sehr dickbankigen Echinodermen-Schuttkalke.

Ot 119 (P 1): Echinodermen-Bioarenit/rudit. Massenhaft Bruchstücke von Crinoiden, viele kleine cyclostome Bryozoen, sehr viel blättrig-calcitischer und aragonitischer Mollusken-Schill, andere Organismen-Reste. Unter den Gesteins-Bruchstücken vereinzelt feinkristalline Dolomite (bis 1,6 mm). In Zwickeln zwischen den arenitischen bis ruditischen Komponenten befindet sich tonig-mikritische Matrix mit kleinen Schwammnadeln und vereinzelt plankton. Foraminiferen.

Die Mikrofazies erinnert sehr an die etwa gleichaltrige Tristelbreccie im Südlichen Vorarlberger Flysch bzw. der Falknis-Decke oder auch an den helvetischen Schrattenkalk (Urgon-Fazies).

Etwa im Mittel-Teil der Serie wurde am NW-Grat der Roten Wand ein weiterer Rotpelit-Horizont mit roten und grünlich-grauen Mergelschiefern und -kalcken aufgefunden.

Ot 241 (P 3): grauer, teilweise geflasert rötlich-grauer Foraminiferen-Biomikrit. Der Dünnschliff ist ganz von kleinen und auch größeren (bis 300 μ) planktonischen Foraminiferen (Hedbergellen) erfüllt. Dr. RISCH bestimmte:

Hedbergella ?trocoidea (GANDOLFI)

Das Faunen-Bild spricht für Ober-Apt bis Mittel-Alb. Außerdem weist der Dünnschliff noch Ostracoden-Schälchen und unbestimmbare Filamente und kleine Schwammnadeln auf.

Über den massig wirkenden Echinodermen-Schuttkalken folgt in Profil P 3 (Taf.4) die "Kreideschiefer"-Fazies der Kreideschiefer-Serie. Sie beginnt mit einer Wechsellagerung von Ton- und

Mergelschiefern mit Geröll-führenden, jetzt erstmals quarzsandigen (Ot 239, 240, 1472, 1478) Spatkalken.

Ot 240: Geröll- und Quarzsand-führender Crinoiden-Spatkalk. Kantengerundete Quarzkörner bis 170 μ . Grobsand-Körner und größere Gerölle: Mikrokristalliner Kieselkalk mit weitgehend umkristallisierten Radiolarien (nicht calcitisiert), leichte Glimmer-Führung. Siltiger, quarzführender Kalkpsammit mit Schwammnadeln. Gut gerundete Aptychenkalk-Gerölle mit Calpionellen und Aptychen-Bruchstücken. Mikrokristalliner Dolomit bis 2 mm. Zwei kleine rotbraune Spinelle.

In dieser gröberklastischen Übergangsfolge treten außerdem eine dickere Breccienlage mit größeren Aptychenkalk-Geröllen (Ot 1472) und dünnsschichtige, feinkörnige, quarzführende Kalkpsammite (Ot 1476) auf.

Ot 1472: ähnlich Ot 240. Aufgrund der größereren Geröll-Komponenten sind auch die mit Bio-Mikrit gefüllten Zwickel größer. Neben zahlreichen Echinodermen-Bruchstücken, Resten von größeren Zweischalern und größtenteils calcitisierten Radiolarien kommen darin auch viele Hedbergellen und/oder Ticinellen vor. Dr. RISCH bestimmte:

Hedbergella sp.
Ticinella ex.gr.primula LUTERBACHER
? Dorothisa sp.
ein Orbitolinen-Rest Alter: ab Mittel-Alb

Ot 1476a: feinkörniger Kalkpsammit (um 100 μ). Geringe Quarz-Führung. Viele kieselige Schwammnadeln. Vereinzelt braune Spinelle (Chromit) mit Kataklase,
Hedbergellen-Reste.

Ot 239: Quarzsandstein mit tonig-calcitischer Matrix. Allothogene Komponenten besitzen alle etwa gleiche Korngröße um 130 μ . "Splitttrige", ungerundete Quarze, kantengerundete feinkörnige Quarzite, Quarz/Glimmer-Aggregate (teilweise mit schiefriger Textur). Vereinzelt: Plagioklase, Plagioklas/Glimmer-Aggregate, einzelne Glimmer-"Pakete", detritische Chlorite und (selten) braune Spinelle. Die feinkörnige Matrix ist teilweise zu spätem Calcit umkristallisiert. Außerdem enthält der Dünnschliff einige kleine, mikritische Gesteins-Bruchstücke mit Calpionellen, die nur aus dem Aptychenkalk stammen können.

Die Mergelschiefer (Ot 1476 a u. c) weisen ebenfalls leichte Quarz-Führung auf und sind etwas siltiger als die Mergelschiefer im liegenden Teil der Schichtfolge.

Ot 1478 a u. b: Geröll-führender Echinodermen-Biomikrit. Massenhaft Echinodermen-Bruchstücke, viele Foraminiferen, wenige Bryozoen, Schwammnadeln, Reste von größeren Zweischalern. Dr. RISCH bestimmte:

Hedbergella trocoidea (GANDOLFI)
Ticinella ex.gr.bejaouaensis SIGAL
Ticinella ex.gr.roberti (GANDOLFI)
Globigerinelloides sp.
Marssonella sp. Alter: Mittel-Alb

Ebenfalls in diesem Niveau wurde eine ca. 10 cm dicke, grüne Hornsteinlage, die aber nur einige Meter weit verfolgt werden konnte, angetroffen. HUCKRIEDE (1956:74 u. 1959:75) beschrieb diese auch andernorts vorkommenden Hornsteine als "Jüngere Radiolarit-Serie" in den Lechtaler Alpen.

In der Gipfel-Scharte der Roten Wand direkt über den massigen Echinodermen-Schuttkalken wurde in Radiolarien-reichen Fleckenkalken eine Foraminiferen-Fauna gefunden, die noch dem Ober-Apt angehören könnte. Dr. RISCH bestimmte:

Globigerinelloides ?ferreolensis (MOULLADE)
Hedbergella ?trocoidea (GANDOLFI)

Wenn diese Altersbestimmung der Obergrenze des Echinodermen-Schuttkalkes wirklich zutrifft, würde das - auf das Profil P 3 übertragen - bedeuten, daß das Unter-Alb hier nicht überliefert ist. In der gröberklastischen Übergangsserie sind größere Schichtlücken durchaus denkbar. Es fehlt aber noch an überzeugenden mikropaläontologischen Belegen.

Über dieser Übergangsserie folgen im Hangenden ca. 35 m Quarzsand-freie Ton- und Mergelschiefer von mittel- bis dunkelgrauer Farbe, die "paketweise" mit Sequenzen wechsellagern, die reich an dünnbankigen, porös anwitternden, kieseligen Kalkpsammiten sind. Es handelt sich hier um Spiculite, die mitunter "ordensbandähnliche" Schichtung aufweisen.

Ot 234 (aus dem tieferen Teil dieser Schichtfolge über den massigen Echinodermen-Schuttkalken in der Gipfel-Scharte der Roten Wand): Schwammnadel-reicher Kalkpsammit mit tonig-calcitischer Matrix. Die Matrix ist lagenweise stark kryptokristallin verkieselt. Neben Schwammnadeln treten möglicherweise auch noch umkristallisierte Radiolarien auf. Zahlreiche braune Spinel-
le.

Während im unteren Teil der Schichtfolge neben den Spiculiten noch häufiger dünnbankige, reichlich Radiolarien führende Fleckenkalke auftreten, überwiegen im höheren Teil dieses Abschnittes ebenfalls Radiolarien-reiche, schiefrig absondernde (0,5 - 2 cm),

fleckige Mergelkalke. Die Spiculite treten dort ebenfalls zurück. Nach oben wird die Schichtfolge immer monotoner. Den höchsten Teil des Profils P 3 (Taf.4) am Gipfel-Grat der Roten Wand bilden dünnsschichtige, siltige Tonschiefer und etwas dickerplattige Mergelschiefer. Im Kern der Gipfel-Mulde der Roten Wand sind ganz oben im Profil vereinzelt dünnplattige Feinsandsteine eingelagert. Eine Datierung der höchsten Abschnitte gelang nicht, doch kann in Analogie zu den unten beschriebenen Profilen angenommen werden, daß mit Auftreten der Feinsandsteine das Ober-Alb erreicht wird. In einer fleckigen Mergelschiefer-Probe aus dem Mittelteil der "Kreideschiefer"-Folge über den Echinodermen-Schuttkalken fand sich noch eine Foraminiferen-Fauna (Ot 1491), die für Mittel-Alb spricht (det. RISCH):

kleinste Hedbergellen

Ticinella ex.gr. primula LUTERBACHER.

HELMCKE & PFLAUMANN (1971) haben zuletzt Profile aus dem östlich benachbarten Gebiet beschrieben. Sie fanden im Profil am Gehrenglat, das dem Profil P 3 (Taf.4) der Roten Wand sehr ähnlich ist, keine Hinweise für diskontinuierliche Sedimentation. Auffällig ist allerdings, daß die Übergangs-Serien zwischen Aptychenkalk in "Biancone"-Fazies und den Echinodermen-Schuttkalken einerseits und zwischen Echinodermen-Schuttkalken und der "Kreideschiefer"-Fazies andererseits am Gehrenglat sehr viel mächtiger sind als an der Roten Wand. Dafür sind die Echinodermen-Schuttkalke am Gehrenglat (und in der ganzen Spuller-See-Mulde, vergl. HELMCKE 1969) sehr viel geringmächtiger. Die Altersangaben zu den gegenübergestellten Profilen widersprechen sich nicht. HELMCKE & PFLAUMANN (1971) lehnten aufgrund ihrer Befunde die von AMPFERER (1910) postulierte und von KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI (1959) gestützte Annahme einer Kreideschiefer-Transgression ab. Sie war bereits von HUCKRIEDE (1958) für die zentralen Lechtaler Alpen bestritten worden. Gleichzeitig bestätigten HELMCKE & PFLAUMANN (1971) aber eine Schichtlücke im Bereich westlich des Flexen-Passes (Zürser See), der von AMPFERER als "Typusgebiet" der Kreideschiefer-Transgression angeführt wurde. Diese Schichtlücke umfaßt etwa den Zeitraum Barrême/Apt

bis Mittel- oder Ober-Alb (maximal ab Ober-Tithon/Berrias) und stützt etwas den Verdacht auf eine Schichtlücke im Profil der Roten Wand (Unter-Alb). HELMCKE & PFLAUMANN deuteten die Schichtlücke überzeugend als Folge von subaquatischer Denudation (ARN. HEIM 1924) und anschließender Omission, weil die untere Grenzfläche Stromatolith-ähnliche, kieselige "hardground"-Bildungen aufweist und vor Bildung dieser Krusten mindestens zwei Denudationsvorgänge erkennen läßt. Die Verfasser sprachen sich für eine Ablagerungstiefe "unterhalb des Einflußbereiches mechanischer Wellenwirkung" aus und nahmen für grobklastische Resedimente in dem überlagernden Sediment Transport durch Sedifluktion an. Dies erscheint mir zwar nicht unbedingt zwingend (schon gar nicht für Taschenfüllungen aus Intraklast-reichem Biomikrit), aber die Verfasser bestreiten nicht, daß das Denudationsgebiet eine Schwelle war (1971:157). Und es ist sicherlich auch kein Zufall, daß diese Schwelle gerade dort bestand, wo im jüngeren Mesozoikum immer wieder Schwellenbildung stattfand (Zürser Schwelle). Es ist außerdem auffallend, daß auch die Echinodermen-Schuttkalke nur im Bereich der "traditionellen" Zürser Schwelle auftreten. Ganz ähnliche Feststellungen traf auch HUCKRIEDE (1958:76) für die zentralen Lechtaler Alpen. Diese "Urgon"-Fazies der Echinodermen-Schuttkalke (Ot 119, 240, 1464, 1472, 1478) spricht auf jeden Fall für stark bewegtes Wasser, was in seichteren Wassertiefen immerhin noch am häufigsten vorkommt. Ob die lokalen Denudationen subaquatisch oder gelegentlich auch subaerisch erfolgten, ist relativ belanglos. Tatsache ist, daß sie immer wieder und zu verschiedenen Zeiten stattfanden, was auch die autochthonen Gerölle im Profil der Roten Wand (Übergangs-Serien im ?Mittel-Apt und Mittel-Alb) beweisen. Eine Transgression hat nicht stattgefunden, vielmehr sind gegenüber dem Oberjura regressive Tendenzen zu vermerken.

Grobklastische Exotika wurden weder im Rote Wand-Synklinorium noch weiter östlich im Bereich der Spuller-See-Mulde angetroffen. Dagegen beschrieb sie HUCKRIEDE (1958:74) aus der Schwellenregion südlich der Fallesin-Spitze, wo sie offenbar größere Verbreitung besitzen und nach HUCKRIEDE dem Apt bis tiefsten Alb angehören. Mir fiel auf, daß die feinkörnigen Quarzpsammite des vermutlich tiefsten Mittel-Alb über den Echinodermen-Schuttkalken im Profil der Roten Wand (Taf.4, P 3) petrographisch ähnliche Komponenten enthalten (Ot 239), wie sie von HUCKRIEDE

(1958:74) aus den sedimentären Feinbreccien beschrieben wurden. Er hielt (1958:76) einen Transport dieser Breccien aus "östlichen, vielleicht auch westlichen Richtungen" für wahrscheinlich. Wenn dieser Einzel-Vergleich auch keine großräumige Schlußfolgerung zuläßt, scheint es mir doch lohnend, dem Verdacht auf Transport von im Süden gelegenen Abtragungs-Gebieten nur aus östlicher Richtung weiter nachzugehen. Schwermineral-Spektren mit ausgesprochener Chromit-Vorherrschaft in der ostalpinen Unter- und Mittel-Kreide (WOLETZ 1967, MÜLLER 1967, OBERHAUSER 1968) weisen daneben auf Sediment-Zufuhr von Norden aus Gebieten mit basischem bis ultrabasischem Magmatismus. Chromit (bzw. brauner Spinell) ist mir als auffälliges Schwermineral fast in jedem Dünnschliff aufgefallen. Allerdings muß für die exotischen Komponenten in der Kreide-Serie auf der Zürser Schwelle ein metamorphes Abtragungsgebiet angenommen werden. Wo dieses Abtragungsgebiet zu suchen ist, können nur systematische, sedimentpetrographische Untersuchungen klären. Vorläufige, testweise durchgeführte Schwermineral-Analysen ergaben nur, daß die Probenmenge jeweils zu klein war.

Die Sedimentation der Echinodermen-Schuttkalke, die den Zeitraum des Mittel- bis Ober-Apt umfaßt, reichte von Osten nur bis in die nähere Umgebung der Roten Wand. Im nordwestlichen Teil des Rote Wand-Synklinoriums wurden keine Echinodermen-Schuttkalke der Mittel-Kreide mehr gefunden. In der nördlichsten Mulde des Rote Wand-Synklinoriums und nach Westen im Laguz- und Marul-Tal setzt die "Kreideschiefer"-Fazies der Kreideschiefer-Serie unmittelbar über Aptychenkalk in "Biancone"-Fazies ein und vermittelt damit zu der Fazies der Kreideschiefer-Serie in der weiter nördlich gelegenen Wandfluh-Schuppe.

Am "Schwarzmannsbühl" und bei "Sautrieben" in der nördlichsten Mulde des Rote Wand-Synklinoriums beginnt die Kreideschiefer-Serie mit Spiculit-reichen Ton- und Mergelschiefern, die im Profil der Roten Wand (Taf. 4) erst im Mittel-Alb einsetzen. Leider ist mangels Fossilfunden eine Korrelation nicht möglich, und es kann deshalb auch nicht beurteilt werden, ob dieses Gebiet (das im Oberjura ebenfalls eine Schwelle darstellte) als lokales Abtragungsgebiet für die autochthonen Komponenten der beschriebenen Kreideschiefer-Serie in Frage kommt.

Kreideschiefer-Serie der Wandfluh-Schuppe.

Der kartierte Abschnitt der Wandfluh-Schuppe war, wie oben ausgeführt, im jüngeren Mesozoikum stets durch ruhige Sedimentation in "Becken"-Fazies gekennzeichnet. Dies änderte sich auch in der Kreide nicht.

Im folgenden wird das mächtigste und mithin am wenigsten tektonisch reduzierte Profil nordöstlich der Unteren Hutla-Alm am Osthang des unteren Hutla-Tales zwischen Höhe 1450 m und 1650 m (Basis des Hauptdolomites der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe) beschrieben. Die flach liegende Kreideschiefer-Serie erreicht hier ca. 200 m Mächtigkeit (Taf.4, P 5):

Über hellgrauen, Fukoiden-führenden Kalken des Aptychenkalkes folgen konkordant und kontinuierlich (Übergangsbereich mit Wechsellagerung) grünlich-graue, ebenfalls fleckige und nur schwach verfestigte Ton- und Mergelschiefer. Leider enthielten Dünnschliffe aus dem tiefsten Teil dieser Folge nur wenige, nicht bestimmbare planktonische Foraminiferen. Die Mergelschiefer führen siltige Quarzkörner, die in Fraßgängen angereichert erscheinen. 6 m höher im Profil folgt ein ca. 1,5 m mächtiger Rotpelit-Horizont. Dünnschliffe daraus zeigen eine dichtgepackte Hedbergellen-Fauna in roter, leicht geflaserter!, tonig-calcitischer Matrix. Dr. RISCH bestimmte: massenhaft

Hedbergella trocoidea (GANDOLFI) Alter: Ober-Apt

Ein Rotpelit-Horizont wurde in der Wandfluh-Schuppe (soweit erschlossen) überall im untersten Teil der Kreideschiefer-Serie gefunden. Eine Probe vom "Bärenwang" westlich der Klezenza-Alm (Abb. 34), wo kleine Reste der Kreide-Serie noch zwischen gleitbrett-artig verschupptem Aptychenkalk erhalten sind, wurden Rotpelite (Ot 865, 866) mit identischer Fauna angetroffen. Die Rot-Färbung und Flaserung kann analog zu den Rotpeliten des Rät und Jura mit verminderter Sedimentationsrate oder besserer Durchlüftung des Bodenwassers erklärt werden. Für eine verminderte Sedimentationsrate spricht der plötzlich auftretende Reichtum an planktonischen Foraminiferen. Die Rotpelite sind auch Pyrit-frei, während Pyrit in

kleinen Kügelchen oder unregelmäßig geformten Aggregaten in den mittel- bis dunkelgrauen Peliten stets gefunden wurde. Über dem Rotpelit-Horizont folgt eine ca. 50 bis 60 m mächtige monotone Serie mit Ton- und Mergelschiefern, die ebenfalls fleckig sind. Aus einer Probe, etwa 15 m über dem Rotpelit-Horizont, fand sich eine Foraminiferen-Fauna, die für oberstes Ober-Apt bis tiefstes Mittel-Alb spricht (Ot 1522, det. RISCH):

Globigerinelloides ? algerianus CUSHMAN & TEN DAM
Hedbergella ? planispira (TAPPAN);

Daneben enthalten die Schliffe noch vereinzelt lagenide Foraminiferen und kleine Schwammnadeln.

In den darüber folgenden Ton- und Mergelschiefern (ca. 80 m) sind zunächst vereinzelt, nach oben dann zunehmend dünnplattige, feinkörnige Quarzpsammite mit calcitischer Matrix eingeschaltet.

Ot 1522: Feinkörniger, locker gepackter Quarzpsammit mit calcitischer Matrix. Gute Sortierung. Korngröße um 120 μ . Quarzkörner nicht gerundet, viele Glimmerplättchen, vereinzelt verzwillingte Plagioklase, häufig mikrokristalline Quarzite, detrit. Chlorite (aber auch Neubildungen in Zwickeln), keine Biogene.

Im Mittelteil dieser Serie enthielt eine Probe aus fleckigen Mergelschiefern eine Hedbergellen-Fauna, die bereits für Ober-Alb spricht (Ot 1518, det. RISCH):

Ticinella ? raynaudi SIGAL

Pyrit-gefüllte Foraminiferen sind in Wühlspuren angereichert. Zum Hangenden werden die Ton- und Mergelschiefer zunehmend siltig und enthalten nur noch vereinzelt kleine Hedbergellen und selten nodosariide Foraminiferen.

Ot 1517, det. RISCH: *Ramulina aculeata* WRIGHT

Ot 1516, det. RISCH: *Spirosplectinata* aff. *complanata* (REUSS), die ab Mittel-Alb vorkommt,

Nodosarien

kleine Hedbergellen

Sessile und benthonische Foraminiferen scheinen danach in diesem Abschnitt etwas häufiger vorzukommen.

Die obersten 70 m des Profils sind durch stärkere Sandstein-Führung gekennzeichnet. Die Sandsteine kommen jeweils in kleineren Sequenzen vor. Sie sind meistens dünnbankig, es werden aber auch Bankdicken bis zu 60 cm erreicht. An dicken Sandstein-Bänken wurde gelegentlich Gradierung beobachtet. Die dünneren Kalkpsammit-Bänke weisen manchmal eine "Ordensband-ähnliche" Schichtung auf, was auf lagenweise alternierender Verkieselung beruht. Eine Probe aus dunkelgrauen Mergelschiefern ergab Ober-Alb (Ot 1514, det. RISCH):

reiche, kleinwüchsige Hedbergellen-Fauna mit
Ticinella aff. *raynaudi* SIGAL

Ot 1515: wie 1514

Ot 1512: feinkörniger Kalkpsammit, in 1 cm-Lagen alternierend verkieselt. Calcitische Lagen: feinkristalline Calcit-Körner, vereinzelt Quarz-Körner, sehr viel Biogene (plankton. und benthon. Foraminiferen, calcitisierte Schwammnadeln). Kryptokristallin verkieselte Lagen: massenhaft Neubildung von Dolomit, Schwerminerale (Titanit, braune Spinelle, 1 Granat), vereinzelt Längs- und Querschnitte von Schwammnadeln. Die Kieselsäure der Matrix könnte von aufgelösten Schwammnadeln stammen.

Die meisten Sandsteine führen aber reichlich Quarz und zeigen im Schliff die bei Ot 1522 beschriebene Ausbildung, gelegentlich (Ot 535) etwas häufiger Chromit-Körner. Die Grünfärbung mancher Sandstein-Bänke beruht auf einem erhöhten Chlorit-Gehalt (Ot 1511). Die Basislage einer gradierten 60 cm-Bank enthielt bis zu 0,5 cm große Kohle-Stückchen (Ot 1509).

Ot 1509: Mittel- bis grobkörniger, dichtgepackter Quarzsandstein. Kantengerundete Quarze, viele mikrokristalline Quarzite, viele verzwilligte Feldspäte, viele detrit. Chlorite (aber auch Neubildung auf Zwickeln), serizitische Quarzite, viele, helle Glimmer, vereinzelt Echinodermen-Bruchstücke, vereinzelt Mollusken-Bruchstücke aus feinfaserigem Calcit. Matrix (soweit vorhanden): kieselig-tonig.

Die gesamte Schichtfolge umfaßt danach den Zeitraum von Ober-Apt bis einschließlich Ober-Alb. Wenn auch nicht alle Unterstufen nachgewiesen werden konnten, so gibt es im Profil doch keinerlei Hinweise, die auf Schichtlücken schließen lassen. Die Kreideschiefer-Serie entwickelte sich im ?Mittel- bis Ober-Apt aus dem liegenden Aptychenkalk mit langsamer Zunahme der Zufuhr festländischer Abtragungsprodukte. Die feingeschichteten,

zunächst überwiegend tonigen, später leicht siltigen Sedimente gehören dem Langschweb-Bereich an und sind in ruhigem, schlecht durchlüftetem Milieu abgelagert worden. Die Lebensbedingungen waren am Meereshoden nur für anspruchslose, Fukoiden-produzierende Organismen (nach verbreiteter Ansicht Anneliden) günstig.

In einer kurzzeitigen Phase langsamerer Sedimentation reichte der Sauerstoff-Gehalt des Wassers offenbar aus, um das im Sediment entstehende Schwefeleisen zu oxidieren (Rotfärbung), zusätzliches Benthos siedelte sich in dieser Zeit aber nicht an. Auch die planktonische Fauna ist artenarm und oft verkümmert, wenn auch gelegentlich individuenreich. Mit einem "eupelagischen" Milieu kann deshalb nicht gerechnet werden.

Im höheren Alb einsetzende Sandsteine weisen auf zunehmend bewegteres Wasser hin. Die ökologischen Bedingungen verbesserten sich jedoch nicht wesentlich. Einzelfunde deuten lediglich eine Zunahme benthonischer und sessiler Foraminiferen an. Auch für Schwämme müssen die Lebensbedingungen zeitweise ausreichend gewesen sein. Eindeutige bathymetrische Hinweise wurden nicht gefunden. Jedoch scheint mir die einseitig gerichtete Fazies-Entwicklung mit zunehmendem Festland-Einfluß und zunehmender Wasserbewegung am besten mit einer Tendenz zur Verflachung des Sedimentationsraumes erklärt werden zu können. RISCH (1969) beschrieb aus Profilen mit kontinuierlicher Sedimentation der mittleren Kreide in den bayerischen Kalkalpen eine ähnliche Fazies-Entwicklung und schloß auf eine "Ablagerung in marinem Flachseebereich", in der sich nach oben "zunehmend terrestrische Einflüsse und mehr oder weniger Küstennähe bemerkbar" machen.

Gegen eine flyschartige (und damit wohl bathymetrische eher tiefere) Sedimentation spricht - abgesehen vom Fehlen der üblichen Flyschmerkmale - auch die relativ gute "Reife" der Sandsteine im höheren Alb. Gelegentlich auftretende Gradierung kann m.E. nicht turbiditisch erklärt werden, weil sie erstens nicht vollständig genug ausgebildet ist, zweitens nicht über längere Erstreckung verfolgt werden konnte und drittens auch eher die Ausnahme bildet. Denn wenn die Bildung von Turbiditen möglich war, dann sollten sie auch häufiger vorkommen.

Abschließend sei bemerkt, daß die "Kreideschiefer"-Fazies des Mittel-Alb im Rote Wand-Synklinorium zwar im tieferen Teil mit dem Auftreten von Spiculiten etwas anders ausgebildet ist - vielleicht im Zusammenhang mit der Schwellenfazies (Echinodermen-Schuttkalke) des Mittel- bis Ober-Apt im Liegenden -, im übrigen aber eine ganz ähnliche Fazies-Entwicklung aufweist wie in der Wandfluh-Schuppe.

Kreideschiefer-Serie der Zitterklapfen-Schuppe.

Die Kreideschiefer-Serie der Zitterklapfen-Schuppe ist sehr schlecht aufgeschlossen und außerdem tektonisch stark deformiert. Beides mag der Grund dafür sein, daß sie in der vorliegenden Literatur sehr unterschiedlich interpretiert wurde.

Während GUBLER (1927) und AMPFERER (1931 u. 1937) den höchsten Teil der Kreideschiefer-Serie mit in den Flysch des Partnom-Halbfensters einbezogen hatten, schien es BLUMENTHAL (1936:460) "begründet, das Gebiet der Partnomalpen (Kreideschiefer, Kreide-Serie und Flysch) noch insgesamt den stark schiefrigen Allgäuschichten zuzuzählen" ... "und den Flyschbereich dieses Gebietes auf eine unbedeutende Einbuchtung weiter westlich zu beschränken". D.RICHTER (1956a) hielt die Kreideschiefer-Serie der Zitterklapfen-Schuppe und teilweise auch den Flysch des Partnom-Halbfensters für eine Einschuppung von Arosa-Zone. Dagegen vermutete HUCKRIEDE (1958b:237) bereits, "daß die auffällig vielen, zwischen Allgäuschichten des "Oberostalpins" und der "Arosa"-Kreide vermittelnden, Vorkommen von Radiolarit und Aptychenkalk ... einen normalen stratigraphischen Zusammenhang anzeigen".

Der untere Teil der Kreideschiefer-Serie zeigt eine ähnliche Fazies-Entwicklung wie in der Wandfluh-Schuppe. Der höhere Teil (vermutlich überwiegend Cenoman) ist gröberklastisch und weist auch größere Diskontinuitäten auf. Mit den Kreide-Bildungen der höheren kalkalpinen Schuppen im bearbeiteten Gebiet läßt sich diese Serie nicht vergleichen, weil dort Cenoman gar nicht nachgewiesen wurde. Es bestehen allerdings enge Fazies-Beziehungen zu der Kreideschiefer-Serie der west-

lichen Allgäuer Hauptmulde im Bereich des Schadona-Passes, die mit der Kreideschiefer-Serie der Zitterklapfen-Schuppe im Streichen verbunden ist. Andererseits liegen auch enge Fazies-Beziehungen zu der Kreideschiefer-Serie der Arosa-Zone am Kalkalpenrand vor. Die Kreideschiefer-Serien beider Einheiten werden deshalb als "Randostalpine Kreide-Serie" (JACOBSHAGEN & OTTE 1968) bezeichnet. Im folgenden wird zunächst die kontinuierliche Fazies-Entwicklung im Bereich der Zitterklapfen-Schuppe behandelt.

Im Westteil der Zitterklapfen-Schuppe (westlich des Steintobels) liegt die Kreideschiefer-Serie meistens mit tektonischem Kontakt über Allgäu-Schichten. Der geringmächtige Aptychenkalk und auch der Radiolarit sind an vielen Stellen tektonisch ausgelinst worden. Östlich des Steintobels ist die Kreideschiefer-Serie mit der älteren Schichtfolge der Zitterklapfen-Schuppe eng verfaltet, was bereits GUBLER (1927) und AMPFERER (1937) im wesentlichen richtig dargestellt haben. Auch hier überwiegen tektonische Kontakte zwischen Aptychenkalk und der Kreideschiefer-Serie, doch fanden sich auch relativ ungestörte Profile (Abb. 25 und Taf.6).

Die Kreideschiefer-Serie entwickelt sich dort kontinuierlich mit Wechsellagerung von hellgrauen, mikritischen Fleckenkalken und grünlich-hellgrauen, fleckigen, weichen Ton- und Mergelschiefern aus dem liegenden Aptychenkalk in der üblichen "Biancone"-Fazies. Dieser zeigt in den obersten Lagen ebenfalls kleine, meistens schwarz gefärbte Fukoiden. Hellgraue Fleckenkalke im untersten Teil der Kreideschiefer-Serie ergaben eine artenarme, aber reiche Hedbergellen-Fauna. Ot 972 (nordöstlich "Steinbild"), det. H.HAGN:

Hedbergella trocoidea (GANDOLFI)

Alter: Ober-Apt bis tiefes Alb

Damit zeigt sich, daß der Aptychenkalk auch hier wie im ganzen Untersuchungsraum und in weiten Teilen der westlichen Kalkalpen wohl noch das Mittel-Apt umfaßt.

Diese Fleckenmergel-Fazies läßt sich nach Westen bis über den Steintobel hinaus verfolgen. Die Fleckenmergel, die in ca.945 m

Höhe im Steintobel direkt über den Allgäu-Schichten der Zitterklapfen-Schuppe liegen und ca. 15 - 20 m mächtig sind, führen ebenfalls eine reiche Foraminiferen-Fauna, die für Apt-Alb typisch ist.

Ot 849 (hellgrauer Fleckenkalk), det. HAGN:

Hedbergella infracretacea (GLAESSNER)

Im Hangenden folgt über dieser, hauptsächlich weiche, grünlich-graue Fleckenmergel führenden Serie ein kleiner Scherling mit Aptychenkalk, Radiolarit und Aptychenkalk/Radiolarit-Breccie, der offenbar den Rest eines isoklinalen Sattels darstellt und sich im Streichen nach Osten und auch nach Westen noch über kurze Erstreckung verfolgen läßt.

Darüber schließt sich in ca. 960 m Höhe ein kleiner, 1 - 3 m mächtiger Scherling (Taf. 6, P 4) von roten und grünen Mergelkalken an, welche im Schliffbild (Ot 1030, 1033) eine nach Ansicht von Prof. HAGN am ehesten mitteleozäne Globorotalien-Fauna (Acarininen) zeigen. Die pelitischen Mergelkalke weisen außerdem feine Quarzföhrung (bis max. 60 μ) auf. Ot 1030 (grünlich-grauer Mergelkalk) zeigt außerdem zwei "kuriose", bis 1 cm große, eckige Trümmer von roten Radiolarien-Hornsteinen, die zahlreiche umkristallisierte Spumellarien und eine sehr gut erhaltene Nasselarie enthalten. Diese Mergelkalke sind weder aus dem Oberostalpin noch aus der Arosa-Zone bekannt. Ein Vergleich mit den Couches rouges der Falknis-Sulzfluh-Decke bietet sich dagegen an. Ähnliche Bildungen wurden von D. RICHTER (1956b) auch aus dem weiter westlich gelegenen Fenster von Nüziders erwähnt. Der Scherling belegt, daß innerhalb der Kreide-Serie der Zitterklapfen-Schuppe mit erheblichen Verschuppungen gerechnet werden muß.

Über dem "Couches rouges"-Scherling folgen wieder grünlich-graue, relativ weiche Ton- und Mergelschiefer, die gelegentlich mehrere Meter mächtige Sequenzen von hell- bis mittelgrauen, mikritischen Fleckenkalken mit reicher Radiolarien-Föhrung enthalten. Diese im Steintobel bis in 1020 m Höhe zu verfolgende Serie gehört überwiegend bereits dem obersten Alb (Vraconien) bis tiefsten Cenoman an.

Ot 1035 (Steintobel, Höhe 1010 m), det. HAGN:

Rotalipora appenninica (O.RENZ)

Die dem Ober-Alb angehörenden Fleckenkalke und -schiefer sind etwas siltiger als diejenigen des Apt bis Unter-Alb und weisen unter dem Mikroskop sichtbare Einstreuung von kleinen Quarzkörnern (10-40 μ) auf.

In einem Parallel-Profil weiter östlich zwischen den Siedlungen "Stein" und "Steinbild" (Taf.6, P 7) ist diese Schichtfolge in einem kleinen Bachanriß in etwas geringerer Mächtigkeit ebenfalls erschlossen. Eine Schliffprobe (Ot 1546) aus etwas festere, grünlich-grauen, gefleckten Mergelschiefern nur etwa 20 m über normal entwickeltem (ca. 15 m) Aptychenkalk ergab oberstes Ober-Alb (Vraconien) mit (det. RISCH):

Ticinella raynaudi SIGAL

Ot 1547 (wie Ot 1546, aber 10 m höher im Profil), det. RISCH:

Rotalipora sp. Alter: Vraconien bis Unter-Cenoman

Ot 1548 (weitere 15 m höher im Profil, Höhe ca. 1270 m), det. RISCH:

Rotalipora ? *appenninica* (O.RENZ)

Alter: Vraconien bis Cenoman

Im Hangenden folgt eine ca. 10 m mächtige Serie mit dm-bankigen, spiculitischen Sandsteinen und hellgrauen, glimmerführenden, ebenfalls spiculitischen, kompakten Ton/Mergelschiefern, die m. E. einen kleinen Flysch-Scherling darstellt.

Darüber folgen wieder ca. 30 m hell- bis dunkelgraue oder auch grünlich-graue Fleckenmergel, die nach oben zunehmend dünnplattige, siltig-feinsandige Quarzpsammite enthalten. Auch die Ton- und Mergelschiefer werden zunehmend sandig und weisen dann auch keine Flecken mehr auf. Nach oben entwickelt sich aus diesem Abschnitt eine sehr gleichmäßig geschichtete Wechselfolge (Krs) aus siltigen Mergelschiefern und feinsandigen bis siltigen Quarzpsammiten in grünlich-grauen Farbtönen. Diese gröberklastische Serie wird aus dem Steintobel beschrieben, wo sie besser aufgeschlossen ist (s.u.).

Die liegende Schiefer/Fleckenkalk-Folge hatte D.RICHTER (1956a) noch irrtümlich den "Lias-Fleckenmergeln" zugeordnet, die grö-

berklastischen Kreidebildungen im Hangenden hielt er für "Cenoman der Arosa-Zone".

Auch westlich des Steintobels konnte in der Schiefer/Fleckenkalk-Folge, die im (nächstfolgenden) größeren Bachanriß westlich der Wiesenfläche der Ansiedlung "Bickelwald" aufgeschlossen ist, Mittel-Kreide nachgewiesen werden. Die hier auch gelegentlich dunkelgraue bis schwarze (erhöhter Pyrit-Gehalt!) Ton- und Mergelschiefer enthaltende Folge beginnt mit tektonischem Kontakt über Allgäu-Schichten der Zitterklapfen-Schuppe. Zum Hangenden nehmen die Fleckenkalk-Einschaltungen ab, sandige Einlagerungen (meist dünne Feinsandstein-Bänke) nehmen zu. Dr. RISCH bestimmte:

Ot 1565 (schwarze Ton/Mergelschiefer): reich an kleinsten Hedbergellen (nicht näher bestimmbar).

Ot 1566 (grünlich-graue Mergelschiefer, Höhe 1110 m):

Ticinella aff. *primula* LUTERBACHER

Alter: Mittel- bis Ober-Alb

Ot 1567 (fleckige, grünlich-graue Mergelschiefer, Höhe 1115 m):

Hedbergella delrioensis (CARSEY)

Ticinella aff. *praeticinensis* SIGAL

Rotalipora ? *appenninica* (O.RENZ)

Alter: Vraconien - Unt.Cenoman

Ot 1568 (grünlich-hellgraue Mergelschiefer, etwas siltiger, ca. 2,5 % eingestreute Quarz-Körner bis 90 μ , Höhe 1115 - 1120m):

Rotalipora sp.

Praeglobotruncana sp.

Alter: Vraconien - Unt.Cenoman

Ot 1569 (grau-schwarze Mergelschiefer, Höhe 1120 m):

Rotalipora sp.

? *Planomalina* sp.

Alter: wie Ot 1568

Über den ersten, plattigen Feinsandstein-Einlagerungen (Ot 1570, 1571) Ot 1572 (graue, siltige Mergelschiefer, Höhe 1130 m):

Große Hedbergellen und

Rotalipora ? *appenninica* (O.RENZ)

Alter: wie Ot 1568

Aus der hangenden, mehr sandigen Folge konnte keine Mikrofauna geborgen werden. Man kann jedoch nach den Altersbestimmungen der liegenden Folge annehmen, daß die gröberklastische Serie bereits dem Cenoman angehört.

Die gröberklastische Kreideschiefer-Serie (krs) schließt im Steintobel (Taf.6, P 4) in 1020 m Höhe an das liegende Schiefer/Fleckenkalk-Profil an. Sie setzt im Steintobel selbst zwar ziemlich unvermittelt ein, doch ist in Parallel-Profilen (s.o.) ein Übergang aus der Sandstein-armen Schiefer/Fleckenkalk-Folge festzustellen, indem sich nach oben immer häufiger feinkörnige Quarzpsammite einschalten. Die gröberklastische Serie beginnt im Steintobel mit einer durch cm-Bänderung ausgezeichneten, flyschartigen Mergel-Sandstein-Folge von grauer bis grünlicher Farbe in verschiedenen Abstufungen (Abb. 20) Tonschiefer, Mergel, sandige Mergel und mürbe Sandsteine (meist feingeschichtet, z.T. mit feinsten, zyklischer Gradierung) lösen einander lagenweise ab. Diese charakteristische, aber leider fossilfreie Gesteins-Folge tritt in der hangenden Serie immer wieder auf.

Ot 1551: mittelgrauer (olivgrün anwitternd), feinkörniger (60 - 180 μ) Quarzpsammite in tonig-calcitischer Matrix. Überwiegend kantengerundete (auch diagenetisch leicht korrodierte) Quarz- und Calcit-Komponenten, verzwillingte Plagioklase (viel mehr als in Sandsteinen der Kreide-Serie in der Wandfluh-Schuppe), mikrokristalline Quarzite, viele helle Glimmer, Chlorit, Schwerminerale (Zirkon, oft Chromit u.a.), vereinzelt Amphibole, vereinzelt Quarz/Glimmer-Aggregate mit schiefriger Textur, Pyrit in unregelmäßig geformten Aggregaten.

Bei der Anwitterung verschwinden die Farb-Kontraste zwischen Mergel- und Sandsteinlagen. Deshalb unterscheiden sich diese Bildungen in den Hängen unterhalb der Unteren Partnom-Alm und im Bereich des Weidentobels, wo sie auch auftreten, weniger augenfällig von den reinen Schieferen. Die dünnplattigen Sandsteine zeigen auf den Schichtflächen nicht selten parkettierende Lebensspuren.

Abb. 21 zeigt die Spur eines größeren Gastropoden. Daneben kommen aber auch feinere Lebensspuren vor.

Die gleiche Fazies habe ich auch außerhalb des kartierten Gebietes - aber innerhalb der gleichen tektonischen Einheit - nördlich der Metzgerobel-Alm, östlich von Buchboden, im höheren Teil der Kreideschiefer-Serie gefunden, die dort unter

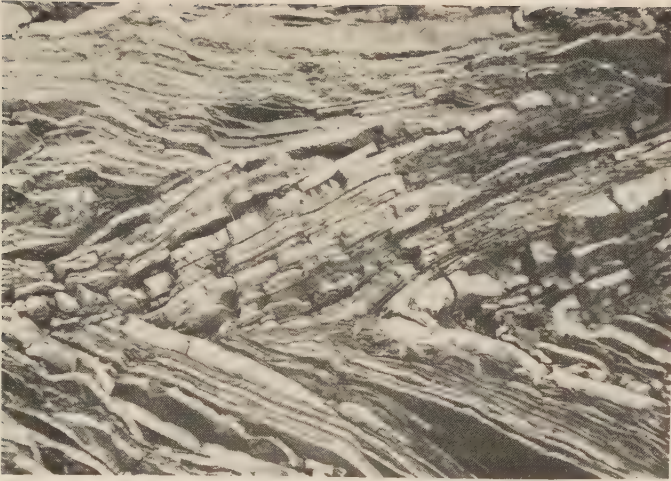


Abb. 20: Liegende Kleinfalte in "gröberklastischer" Kreideschiefer-Serie, Steintobel (Höhe 1150 m).

B-Achse: $142^{\circ}/69^{\circ}$

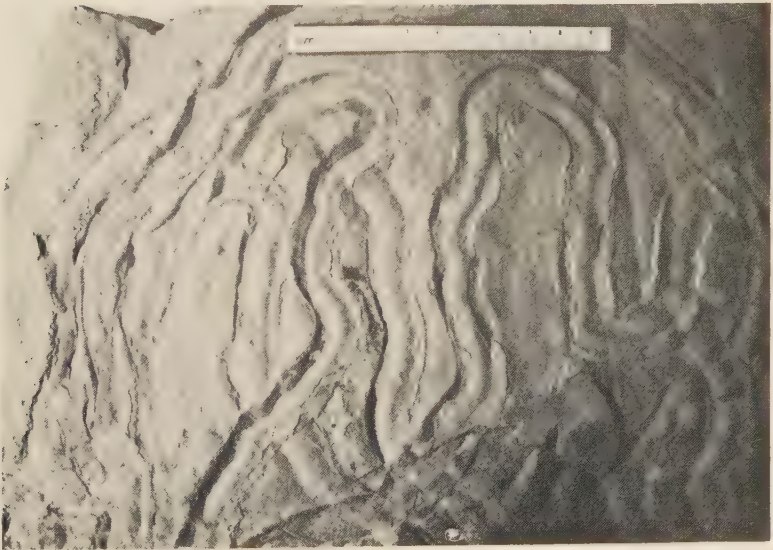


Abb. 21: Parkettierende Spur eines größeren Gastropoden. Dünnpaltiger Sandstein, "gröberklastische" Kreideschiefer-Serie der Zitterklapfen-Schuppe.

der Überschiebung der Wandfluh-Schuppe ein geschlossenes Profil über Oberjura bildet. Die Vorkommen von Kreideschiefer-Serie an dieser Stelle stellen nach meiner Beurteilung nicht "die liegende Hülle der Wandfluh-Schuppe" (SCHIDLOWSKI 1962:61) dar, und damit erreicht die Allgäuer Hauptmulde hier nicht ihr westliches Ende, wie SCHIDLOWSKI meinte (Titel der Arbeit). Die Jungschichten-Zone der Allgäuer Hauptmulde läßt sich vielmehr lückenlos bis an das Westende der Zitterklapfen-Schuppe im Großen Walsertal verfolgen.

Neben den beschriebenen Gesteins-Typen treten mächtige Mergel- und Tonschiefer-Pakete, dm-bankige, graue und grüne, teilweise viel Chlorit führende Quarzpsammite auf, die meistens karbonatische Matrix besitzen (Ot 1001, 1002, 1025, 1041). Geröll-Pelite kommen vereinzelt, Fleckenkalke sehr selten vor. In Höhe 1125 m (Taf.6, P 4) fällt eine bis zu ca. 10 m mächtige Grobsandsteinbank auf, die im oberen Teil in eine polymikte Feinbreccie übergeht. Sie läßt sich an den beiden Talhängen als Leithorizont verfolgen. Außer den bei Ot 1551 aufgeführten Komponenten enthält diese Feinbreccie auch autochthone Gerölle, die teilweise parallel zur Schichtung eingeregelt und gut gerundet sind (Ot 1041, 1562): Radiolarien-führende Fleckenkalke, mikritische Kalke ähnlich Aptychenkalk, Partikel-Kalke mit vielen Biogenen (?Rät), feinkristalline Dolomite. Die Komponenten erreichen 2 cm Größe und liegen in sandiger Grundmasse (wie Ot 1551). In Schliffen von dieser Feinbreccie und von Grobsandsteinen aus einem weiter östlich gelegenen Vorkommen (nördlich Wandfluh) treten Orbitolinen-Reste auf (Ot 932), die aber keine genaue Bestimmung erlauben. Ein quarzführender Kalkpsammit (Ot 934) aus der näheren Nachbarschaft weist aber neben zahlreichen benthonischen Foraminiferen auch zahlreiche Pyrit-gefüllte Hedbergella-artige Foraminiferen auf und eine

Rotalipora sp.,

was den Verdacht auf ein cenomanes Alter für die gröberklastische Kreide-Serie bestätigt. Das auffällige Schwermineral Chromit (bzw. brauner Spinell) ist in einem der Quarzpsammite lagenweise angereichert (Ot 1025). Unterhalb der markanten Feinbreccie, die im Bachbett etwa 5 m mächtig ist, gab D. RICHTER (1956a:361, Abb.5) zwei kleine Linsen "von leuchtend-

grünem Ophiolith" an. Sie konnten aber an der bezeichneten Lokalität, trotz gründlicher Suche, nicht wiedergefunden werden. Zwischen einem liegenden Paket sandiger "Rosinenmergel" und der hangenden Grobsandstein-Bank waren lediglich Linsen eines grünen Chlorit-reichen Quarzpsammits mit geringem Karbonat-Gehalt (Ot 1001, 1002) angeschnitten. Es wäre aber denkbar, daß in dieser stark verschuppten und verfalteten Serie kleine Schubspäne von Gesteinen der tektonisch tieferen Arosa-Zone stecken. Entgegen D.RICHTER (1956a) darf aber keinesfalls die gesamte Kreide-Serie der Arosa-Zone zugeordnet werden. Wenn auch nicht jede Unterstufe der Mittelkreide belegt werden konnte, so lassen die aufgeführten Profile doch keinerlei diskontinuierliche Sedimentation erkennen, und die Fazies-Entwicklung verlief ähnlich wie in der Wandfluh-Schuppe.

Allerdings ist in der Zitterklapfen-Schuppe lokal auch eindeutig diskontinuierliche Sedimentation zu beobachten. Wie bereits von JACOBSHAGEN & OTTE (1968:103) beschrieben, ist südöstlich Buchboden am Postel-Kopf (1381 m) (= Runde Köpf (1373 m) bei AMPFERER 1931:195, Abb. 16a) ein Profil (Abb.27) erschlossen, das GUBLER (1927:121 f.) bereits im wesentlichen richtig erkannt hatte. Dieses Profil liegt in der streichenden Verlängerung der Allgäuer Hauptmulde nach Westen. Über der Schichtfolge vom Hauptdolomit bis zu den Allgäu-Schichten folgt ein weit mehr als 100 m mächtiger Geröll-Pelit. Dieser greift auf der Nordwestseite des Postel-Kopfes bis auf den Rät-Kalk über. Auf der Südwestseite des Berges lassen taschenartige Füllungen in Allgäu-Schichten (Abb. 22) einen primären Kontakt vermuten, der auf der Nordseite des Berges tektonisch überformt ist. Seit GUBLER ist dieser Geröll-Pelit stets mit Allgäu-Schichten verwechselt worden.

Der ungeschichtete, dicht gepackte Geröll-Pelit (Abb. 23) ist aus eckigen und kantengerundeten Geröll-Komponenten mit weitem Korngrößen-Intervall in tonig-mergeliger, nur schwach verfestigter Matrix zusammengesetzt. Das Maximum der Geröll-Durchmesser liegt etwa bei 10 cm, doch kommen auch metergroße Blöcke vor. Der Geröll-Pelit enthält vor allem hellgrau-grünliche bis



Abb. 22: Geröll-Pelit der ?Mittel-Kreide diskordant über Älteren Allgäu-Schichten. Postel-Kopf bei Buchboden.



Abb. 23: Geröll-Pelit, Postel-Kopf.

dunkelgraue Fleckenkalke, die sowohl aus den Allgäu-Schichten als auch aus der Kreide-Serie selbst stammen können. Untergeordnet treten dunkle Partikel-Kalke (Rät) auf, die im Schliff reichlich Schalenreste von Gastropoden und Zweischalern zeigen, ferner hellgraue Aptychenkalke mit Tintinniden und Aptychen-Resten, grüne Radiolarite und karbonatreiche Quarzpsammite, jedoch keine exotischen Gerölle. Der Geröll-Pelit ist demnach auf jeden Fall jünger als der oberjurassische Aptychenkalk.

Er ist auch auf der westlichen Talseite des Hutla-Baches als ca. 50 m mächtige Serie über kurze Erstreckung zu verfolgen und wird schließlich zwischen dem überschiebenden Rät-Kalk und den liegenden Allgäu-Schichten "abgedrückt". Er enthält hier etwas häufiger Aptychenkalke, auch ist manchmal andeutungsweise Schichtung zu erkennen.

Ähnliche Bildungen treten im Bereich des Weiden-Baches am Westende der Zitterklapfen-Schuppe wieder auf. Sie waren hier schon BLUMENTHAL (1936:464) als "gosauähnliche Mergel" aufgefallen. Ein kleiner Seitenbach des Weidentobels in 970 - 1000 m Höhe folgt nach Osten der Untergrenze der Kreide-serie über den Allgäu-Schichten der Zitterklapfen-Schuppe. Der Kontakt zwischen beiden ist deutlich tektonisch geformt (Abb. 25). Über den dunklen Fleckenkalken der Allgäu-Schichten liegt linsenartig verdrückt ein hier nur ca. 1 m mächtiges Konglomerat mit faust- bis kopfgroßen Komponenten, unter denen dunkle Fleckenkalke überwiegen. Daneben treten schill-führende Kalke auf, die zum Teil massenhaft Involutinen führen (Kössener Kalk). Aptychenkalk-Gerölle wurden nicht beobachtet. Diese Breccie ist nur aus allernächster Nähe von den Allgäu-Schichten visuell zu unterscheiden.

Nach Süden schließen sich graue bis graugrüne Fleckenmergel an, die kleine Linsen und Gerölle von hellen Fleckenkalken, Feinbreccien und vereinzelt Sandsteinen enthalten. Über diesen Geröll-Peliten folgen mehr sandige Mergel mit Sandsteinlagen und 5 - 15 m mächtigen, langaushaltenden Geröllpelit-Linsen, die meist dichtgepackt sind und immer viel Aptychenkalk führen.

In einer Mergelprobe (Ot 1057, det.HAGN) aus dem unteren, stark verschuppten Teil der Serie konnte Cenoman mit

Rotalipora appenninica (O.RENZ)

nachgewiesen werden.

Ot 1054 (Lokalität wie Ot 1057): schlecht sortierter, feinkörniger Quarzpsammit in tonig-calcitischer Matrix, die teilweise Kornvergrößerung zeigt. Ebenso häufig wie Quarz sind gut abgerollte Gesteinsbruchstücke (vorw.tonige Mikrite mit Radiolarien) bis 1 mm. Ein Bryozoen-Rest, vereinzelt Foraminiferen mit (det.RISCH):

Rotalipora appenninica ssp. *evoluta* (O.RENZ)

Alter: etwa Unter-Cenoman

Die sonst für die Arosa-Zone typische Geröllpelit-Fazies ist aber nicht nur hier innerhalb der oberostalpinen Zitterklapfen-Schuppe anzutreffen. Sie läßt sich nach Osten noch bis in die westliche Allgäuer Hauptmulde im Bereich des Schadona-Passes verfolgen. Von dort beschrieb SCHIDLOWSKI (1962) als charakteristische Bildungen ebenfalls große Vorkommen von Kreide-"Trümmerpeliten", deren Mikrofaunen nach BETTENSTAEDT ins Turon zu stellen sind.

Ähnliche Bildungen sind auch aus dem Randbereich der bayerisch-tiroler Kalkalpen vielfach beschrieben worden (z.B. ZEIL 1955, 1956, ZACHER 1966, MÜLLER 1967). Die Geröll-Pelite des behandelten Gebietes sind mit Sicherheit keine Transgressions-Bildungen, sie lassen sich vielmehr eher als Olisthostrome deuten. Die Diskordanzen sind räumlich eng begrenzt und können im Sinne von ZEIL (1956:400 f.) und ZACHER (1966:225) durch örtliche synsedimentäre, tektonische Bewegungen erklärt werden. Obwohl der Geröll-Pelit des Postel-Kopfes nicht genau datiert werden konnte, ist dem Gesamtbild (gröberklastische Kreideschiefer-Serie des Steintobels, "unruhige" Sedimentation im Cenoman) doch zu entnehmen, daß diese tektonischen Bewegungen in der Zitterklapfen-Schuppe verstärkt erst im obersten Alb bis Cenoman einsetzten.

Die Kreideschiefer-Serie der Arosa-Zone.

Die Kreideschiefer-Serie der Arosa-Zone am Kalkalpenrand südlich des Großen Walsertales (zwischen Garsella und dem Steintobel)

unterscheidet sich faziell nicht von gleichaltrigen Abfolgen in der tektonisch darüberliegenden Zitterklapfen-Schuppe (Randostalpine Kreide-Serie). Allerdings konnte in der Arosa-Zone hier nur höheres Alb bis Cenoman nachgewiesen werden. Weiche, rötliche und grünlich-graue Ton- und Mergelschiefer, die in der Zitterklapfen- und der Wandfluh-Schuppe im Apt/Alb auftreten, wurden zwar in der Arosa-Zone an einer Stelle, am Lutz-Bach östlich des Steintobels, auch beobachtet, doch erwiesen sie sich als fossilieer. Den größten Teil der Kreideschiefer-Serie bilden fleckige, grünlich-graue bis bräunlich-graue, siltige Ton- und Mergelschiefer, die Lagen und Linsen dünnbankiger Sandsteine (Quarzpsammite mit tonig-karbonatischer Matrix, häufig gradiert) und Fleckenkalke, vereinzelt auch Feinbreccien, enthalten. Gelegentlich kommen auch dichtgepackte Geröll-Pelite und "Rosinen-Mergel" vor, die nur authochtone Gerölle enthalten. Zahlreiche Harnische auf Schichtflächen weisen auf intensive tektonische Durchbewegung hin. Lückenlose stratigraphische Abfolgen sind deshalb kaum zu erwarten.

Im großen Vorkommen von Arosa-Zone im Einschnitt des Steris-Baches südöstlich Garsella (Abb. 24) ergaben Schliffproben aus der maximal 15 m mächtigen Kreideschiefer-Serie oberstes Alb bis unterstes Cenoman (Ot 1050, det. RISCH) mit:

Rotalipora appenninica (O.RENZ) und zahlreichen
Praeglobotruncana sp..

Im Bachanriß 150 m östlich des Steris-Baches ist die gleiche Serie in einem Profil enthalten, das in 935 m Höhe über dem Vorarlberger Flysch erschlossen ist:

oben:	ca. 30 m	grünlich-graue und schwarze Mergel- und Tonschiefer mit kleinen Linsen von Kalk/Quarz-Psammiten und fleckigen Mergelkalcken, aber auch Geröll-Peliten (oberstes Alb bis Unter-Cenoman).
	20 m	nicht aufgeschlossen
	2 m	roter Radiolarit, spezialgefaltet
	0,7 m	rote Kalkschiefer mit Radiolarien

	0,1-0,3 m	grüner Ophiolith
	0,3 m	rote und grüne Kalkschiefer
	0,8 m	hellgrauer Aptychenkalk mit grünen Hornsteinknauern
	0,3 m	grüne Kalk-Schiefer
unten:	1 m	dunkelgraue und grünstichige Tonschiefer mit kleinen Quarzpsammit-Linsen der Kreideschiefer-Serie.

Schliffproben fleckiger Mergelkalke (Ot 1049) und grünlich-grauer Mergelschiefer (Ot 1048) aus dem höheren Teil des Profils ergaben oberstes Alb bis Unter-Cenoman.

Ot 1049, det. RISCH:

Planomalina buxtorfi (GANDOLFI) neben zahlreichen Praeglobotruncana sp.

Ot 1048, det. RISCH: massenhaft

Rotalipora sp. .

Das Profil wird in 980 m Höhe durch eine ca. 10 m lange und 8 m dicke tektonische Kalk-Linse abgeschlossen, über der sich die Hauptdolomit-Wand der Zitterklapfen-Schuppe erhebt. Die Kreideschiefer-Serie im neu aufgefundenen Schürflings-Fenster von Arosa-Zone an der Basis der Wandfluh-Schuppe östlich des Postel-Kopfes bei Buchboden (Abb.30) weist ebenfalls keine faziellen Abweichungen von der oberostalpinen Ausbildung auf. Bestimmend für die Abtrennung von der Zitterklapfen-Schuppe waren lediglich die scharfen tektonischen Kontakte und die Vorkommen von Ophiolith-führendem Oberjura. Man könnte sonst vermuten, daß dieses Vorkommen die direkte Fortsetzung der allerdings monotoner ausgebildeten Kreideschiefer-Serie in der verschuppten Zone südlich des Postel-Kopfes ist (Abb. 27).

FIEDLER (1904, Briefl.Mitt.: 12) hatte dieses Vorkommen für Flysch gehalten. AMPFERER (1931, Abb. 16a, 1932 und 1937) sah in den Gesteinen unter der Basis der Wandfluh-Schuppe am Postel-Kopf eine Fortsetzung des Flysch-Halbfensters der Partnom-Alm. D.RICHTER (1956:366) bestritt die tatsächlich vorhandenen Kreide-Vorkommen in der Umgebung des Postel-Kopfes, und auch bei SCHIDLOWSKI (1961) werden sie nicht erwähnt.

Stellenweise erinnert die Kreideschiefer-Serie sehr an die gröberklastische Steintobel-Fazies: dünnplattig absondernde

Wechselfolge aus feingeschichteten Quarzpsammiten und Mergeln von grünlich-grauer Farbe in verschiedenen Abstufungen. Im übrigen überwiegen grünlich-graue und dunkelgraue Tonschiefer, fleckige Mergelkalke und teilweise Chlorit-führende Quarzpsammiten in bis zu 35 cm dicken Bänken, die sich auch im Dünnschliff nicht von den aus dem Oberostalpin beschriebenen Gesteins-Typen unterscheiden lassen. Besonders zu erwähnen sind nur zwei kleine Konglomerat-Linsen (krb) mit bis zu faustgroßen, gut gerundeten, vorwiegend kieseligen Geröllen: viele grüne und rote Hornsteine, einzelne Dolomite und mikritische Kalke neben vielen Milchquarzen, Quarziten und vereinzelt Glimmerschiefer- und Phyllitfetzen. Derartige Konglomerate sind mir in der Arosa-Zone am Kalkalpenrand außerhalb des Arbeitsgebietes häufiger aufgefallen, sie wurden auch bereits von D.RICHTER (1957a:333 f.), MÜLLER (1967) und JACOBSHAGEN & OTTE (1968) von dort beschrieben.

Das andere Vorkommen der Arosa-Zone an der Basis der Wandfluh-Schuppe, das Schürflings-Fenster der Ob. Partnom-Alm, hatte bereits D.RICHTER (1956:362 u.367) gefunden. Es ist entgegen D.RICHTER aber auf ein ganz kleines Areal südlich der Oberen Partnom-Alm beschränkt. Aufschlüsse befinden sich nur in der unmittelbaren Umgebung eines kleinen, ebenfalls verschürften Gips-Vorkommens, das bereits der Wandfluh-Schuppe zuzurechnen ist.

Neben Oberjura (roter Radiolarit und roter, teilweise auch hellgrauer Aptychenkalk), der bereits AMPFERER (1931:184 u. Abb. 8) bekannt war, sind an mehreren Stellen graubraun verwitterte, blättrige Tonschiefer mit eingelagerten Kalk- und Quarzpsammiten und feinkörnigen Quarziten ("Ölquarzit") aufgeschlossen. Erstmals ist hier zudem ein (bereits auf S. 72 erwähnter) Split-Brocken mit ca. 1 m Durchmesser gefunden worden. Die charakteristisch rostfarbenen anwitternden, frisch aber blaugrauen Kalkpsammiten sind ebenso wie die "Ölquarzite" und die blättrigen, weichen Tonschiefer auch im Klesenza-Fenster ca. 7 km weiter südöstlich zu finden. Sie werden von dort näher beschrieben.

Das umstrittene Klesenza-Fenster (AMPFERER 1930, M.RICHTER 1956, HUCKRIEDE 1958, SCHIDLOWSKI 1960) wurde großmaßstäblich neu aufgenommen (Taf. 7).

Für die Einordnung des Klesenza-Vorkommens in die Arosa-Zone spricht neben tektonischen Argumenten die im wesentlichen von SCHIDLOWSKI (1960) schon erkannte Vergesellschaftung von Ophiolithen, grünen Ölquarziten und charakteristischen Breccien (reich an Dolomit-Komponenten). Letztere waren vom Klesenza-Joch noch nicht bekannt. Sie treten auch - zusammen mit den anderen "Index"-Gesteinen - immer wieder in der Arosa-Zone des Rätikon auf, z.B. am Bettler-Joch und an der Tilisuna-Hütte.

Ferner ist aus dem Klesenza-Vorkommen ein rauh anwitternder, hellgrauer Foraminiferen-Kalk zu erwähnen, der vorher auch nur aus dem nordwestlichen Rätikon bekannt war (D.RICHTER, 1957a :317 f.). Die Intraklast-reichen Kalke mit mikritischer Matrix sind ganz von Milioliden erfüllt. Daneben (Ot 287, 289, det. H.HAGN) treten die Gattungen

Dorothia

Spiroplectinata und zahlreiche

Hedbergella sp.

auf, die für Apt-Alb typisch sind. Dieses Alter gab auch HUCKRIEDE (1958) für Breccien im Klesenza-Fenster an.

Die übrigen Gesteine zeigen vom Oberostalpin nicht abweichende Fazies: grünlich-graue und rote Tonschiefer, graue Kalkpsammite mit unterschiedlich hohen Quarz-Gehalten, gröbere Quarzpsammite, die in quarzreiche Breccien übergehen. Diese faziellen Übereinstimmungen haben wohl HUCKRIEDE (1958) bewogen, das fensterartige Klesenza-Vorkommen als oberostalpine Mulde zu deuten. Allerdings enthält die Kreideschiefer-Serie der näheren Umgebung im Gebiet der Roten Wand im SW und am Gehrenglat im SE (HELMCKE 1969) nur selten Quarzpsammite-Einschaltungen und selten Breccien. Sie unterscheidet sich dadurch auffällig von den Kreide-Sedimenten des Klesenza-Fensters. HUCKRIEDE (1958) sah auch enge Beziehungen zwischen den Breccien der Mohnenfluh im NE und einer Breccie des Klesenza-Fensters. Übereinstimmung in zahlreichen Komponenten ist fraglos vorhanden, dennoch

unterscheiden sich die Breccien des Klesenza-Fensters nach eigenen Beobachtungen in wesentlichen Punkten von denen der Mohnenfluh:

Die Breccien der Mohnenfluh führen nur Gerölle aus Schichtfolgen des jüngeren Mesozoikums (Radiolarit, Aptychenkalk, Kreideschiefer-Serie). Fukoiden-führende Fleckenkalke, die aus den Allgäu-Schichten stammen könnten, sind schon seltener. Demgegenüber führen die Breccien des Klesenza-Fensters neben solchen Gesteinen stets reichlich triadische und/oder allothigene Komponenten (Metamorphite), die ich in der Mohnenfluh-Breccie überhaupt nicht gefunden habe. Die Breccien der Mohnenfluh entsprechen den von SCHIDLOWSKI (1962) beschriebenen "Trümmerpeliten" aus der westlichen Allgäuer Hauptmulde und kommen zusammen mit enggepackten Geröll-Peliten vom Typ des Postel-Kopfes bei Buchboden vor. Die Komponenten der Klesenza-Breccien weisen auch schlechtere Rundungsgrade auf.

In den Dolomit-reichen Breccien des Klesenza-Vorkommens treten an auffälligen Komponenten (bis zu 3 cm Ø, Ot 259) auf: gelblich-graue, "zuckerkörnige" Dolomite (nicht unterscheidbar von Hauptdolomit), dunkel-graue Partikel-Kalke: Biomikrite, Pelmikrite bis -sparite (verbreitete Mikrofazies im Rät), hellgraue, gelblich-graue und grünlich-graue, mikritische Kalke mit calcitisierten Radiolarien, teilweise auch mit Tintinniden (Aptychenkalk), grüne und (seltener)rote Hornsteine (? Radiolarit), graue Quarz/Kalkpsammite, teilweise spiculitisch, verschiedene graue Quarzite. Seltener und kleiner sind rötliche Quarzite, Glimmerschiefer, Chlorit/Quarz-Gesteine. Die calcitische gebundene Matrix ist schlecht sortiert, siltig bis grobsandig und enthält vereinzelt Schwammnadeln und andere nicht bestimmte Biogen-Reste.

Die anderen quarzreichen Feinbreccien sind teilweise gradiert und gehen in grobe Quarzpsammite über. Die auffälligsten Komponenten sind hier Gangquarze und rote Hornsteine neben den oben angegebenen allothigenen Komponenten. Autochthone Bestandteile treten stark zurück.

Die begleitenden feinkörnigeren Quarzpsammite mit tonig-karbonatischer Matrix führen gelegentlich Schwammnadeln, teilweise auf Schichtflächen auch Pflanzenhäcksel. Gegenüber den "normalen", beispielsweise aus der Kreideschiefer-Serie beschriebenen Psammiten scheinen diese etwas mehr metamorphe Gesteinsbruchstücke zu enthalten. Im übrigen konnte ich aber ohne statistische Bearbeitung keine Unterschiede feststellen.

Rückschlüsse auf Liefergebiete und Transportrichtungen der klastischen Sedimente der Kreideschiefer-Serie erfordern ebenfalls eine sedimentpetrographische Behandlung mit statistischen Methoden, was aber im Rahmen einer speziellen, großräumigeren Bearbeitung der Kreideschiefer-Serie durchgeführt werden soll.

Glaukonit-führende (und rostbraun anwitternde) karbonatische Quarzpsammite und grüne "Ölquarzite" neben den erwähnten Foraminiferen-Kalken erinnern faziell an den Gault-Flysch der Falknis-Decke. ALLEMANN, BLASER & NÄNNY (1951:159) hatten bereits festgestellt, daß Gesteine von "unterostalpinen Provenienz" im wesentlichen erst von Liechtenstein nach Süden in der Arosa-Zone auftreten. Das Klesenza-Fenster stellt meines Wissens das östlichste Vorkommen derartiger Gesteine dar. D. RICHTER (1957a:318) hatte für die Schürflings-Fenster von Arosa-Zone des Rätikon tektonische Vermischung von Gesteinen der Arosa-Zone mit solchen der Falknis-Sulzfluh-Einheit abgelehnt. Zwar wurde von JACOB SHAGEN & OTTE (1968:103) diese Möglichkeit auch für das Klesenza-Fenster erwogen; inzwischen neige ich aber doch dazu, diese "Falknis-Fazies" in der Arosa-Zone zu beheimaten. Denn auch in der tektonisch stark verschuppten Kreideschiefer-Serie des Klesenza-Fensters sind E-W-streichende Schichtverbände aufgeschlossen, in denen mit grauen Ton- und Mergelschiefern wechsellagernde "normal-ostalpine" Kalk/Quarz-Psammite mit zunehmend besserer Sortierung in feinkörnigere, Glaukonit-führende Ölquarzite übergehen (Ot 74, Ot 300 u. 301, Ot 312, 313, 314, Ot 339 u. 340). Aufgrund dieser faziellen Befunde wird die Annahme von D. RICHTER (1957a:352) gestützt, daß die Faziesräume der Arosa-Zone und der Falknis-Sulzfluh-Einheit primär eng benachbart waren.

Bemerkungen zur Paläogeographie der Kreideschiefer-Serie.

Nach der überwiegend ruhigen, landfernen Sedimentation des Oberjura machte sich im höheren Apt mit Ablagerung feinklastischer Sedimente wieder stärkerer Festland-Einfluß bemerkbar. Dies kann mit einer Relief-Verschärfung des Hinterlandes (möglicherweise durch einfache, tektonische Anhebung) erklärt werden, die offensichtlich in den westlichen Kalkalpen über große Erstreckung gleichzeitig einsetzte. Schwellennahe Sedimentation im Bereich der Randostalpinen Kreide-Serie weist

außerdem auf eine Einengung des ostalpinen Sedimentationsraumes hin. Im Verlauf der Mittel- und tieferen Ober-Kreide verstärkten sich die tektonischen Bewegungen. Offenbar im ganzen Untersuchungsgebiet gleichzeitig einsetzende Schüttung größerer Klastika im obersten Alb läßt - entsprechend den Beobachtungen von ZEIL (1955 u.1962) und RISCH (1969) in den bayerisch-tiroler Kalkalpen - darauf schließen, daß die tektonische Aktivität im Mittel-Alb einen ersten Höhepunkt erreichte. Es kam dabei allerdings nicht zur Ausbildung einer einheitlichen Schichtlücke, sondern nur zu lokalen Diskontinuitäten, die auch submarin entstanden sein können. Autochthone und lokal begrenzte Geröll-Pelite in unterschiedlichen Niveaus weisen ferner darauf hin, daß diese Diskontinuitäten zu verschiedenen Zeiten auftraten. Den tektonischen Bewegungen möchte ich deshalb auch nicht den Rang einer Faltungsphase geben. Für eine Transgression habe ich in der Kreideschiefer-Serie keine Hinweise gefunden, man kann im Gegenteil wegen der kontinuierlichen Zunahme größerer Klastika eine zunehmende Verflachung und damit den Beginn einer Regression schon in der Mittel-Kreide annehmen.

Wie schon im gesamten beschriebenen Mesozoikum weist der Bereich der Wandfluh-Schuppe auch in der Kreide-Zeit die ruhigste und kontinuierlichste Sedimentation auf (Taf. 5). Im südlich davon gelegenen Rote Wand-Synklinorium bildete sich im höheren Apt vorübergehend noch einmal die "Zürser Schwelle" aus. Hier wurden Echinodermen-Schuttkalke in turbulentem und vermutlich auch flachen Wasser sedimentiert. Nach einer fraglichen Schichtlücke im Mittel-Alb verlor die Zürser Schwelle rasch an Bedeutung, und vom Festland abgetragene Klastika der Kreideschiefer-Serie wurden abgelagert. Der Bereich der Zitterklapfen-Schuppe zeichnete sich vom höheren Alb an durch unruhige Sedimentation mit grobklastischen Serien und Olisthostrom-artigen Geröll-Peliten in der Fazies der Randostalpinen Kreide-Serie aus. Sie vermittelt zu der Kreideschiefer-Serie der tektonisch tieferen Arosa-Zone, die am Kalkalpenrand südlich des Großen Walsertales und auch im Schürflings-Fenster unter der Wandfluh-Schuppe am Postel-Kopf östlich Buchboden die gleiche Fazies besitzt. Das weiter west-

lich gelegene Fenster von Arosa-Zone der Ob. Partnom-Alm und das noch weiter im Süden gelegene Klesenza-Fenster zeigen dagegen die "Nord-Fazies" der Arosa-Zone mit Fazies-Elementen der tektonisch tieferen Falknis-Sulzfluh-Einheit. Auch die höheren Anteile an allothigenen Komponenten und autochthonen Komponenten aus älteren mesozoischen Schichtfolgen in den Psephiten weisen darauf hin, daß diese Fazies schwelennäher abgelagert wurde als die übrige Randostalpine Kreide-Serie. Diese Schürflinge von Arosa-Zone lassen sich am besten als - während des Deckenvorschubs - frühzeitig abgeschürfte "Stirn"-Teile des Ostalpins erklären.

Zur Stellung der Arosa-Zone.

"Namentlich im Grenzgebiet zwischen West- und Ostalpen ist die Tektonik noch durchaus nicht widerspruchslös geklärt" (KOCKEL 1922:149). Dieser Satz ist heute noch gültig. Die Frage nach der Stellung der Falknis-Sulzfluh-Einheit und ihrer Äquivalente - mehr noch als die Frage nach der Stellung der Arosa-Zone - besitzt eine Schlüsselstellung in der Alpen-geologie. Lange Zeit blieb die Meinung unbestritten, daß die Falknis-Sulzfluh-Einheit dem Unterostalpin zuzurechnen sei. Von einigen der wenigen Bearbeiter dieses Bereiches wird diese Ansicht auch heute noch vertreten (z.B. W.OTT 1969). Es mehren sich jedoch die Fürsprecher für eine mittelpenninische Beheimatung dieser Decken-Einheiten. Solange diese Frage nicht geklärt ist, können zur Stellung der Arosa-Zone nur Alternativen aufgestellt werden, wie dies JACOBSHAGEN & OTTE (1968) bereits getan haben.

Nach unseren Ergebnissen greift die Kreide-Fazies der Arosa-Zone (Randostalpine Kreide-Serie) in den Vorarlberger Kalkalpen weit nach Süden bis in zentrale Bereiche des oberostalpinen Sedimentationsraumes vor. In östlicher Richtung weicht die unscharfe Fazies-Grenze dann nach Norden bis zum bayerischen Randcenoman zurück. Nimmt man an, daß die ursprüngliche Deckengrenze des Ostalpins bis zum Rhein etwa E-W verlief, muß man folgern, daß mindestens große Teile des Unterostalpins (Arosa-Zone) als nach Osten ausspitzender Keil zu dieser Decke

gehörten. Daß der Kalkalpenrand im Großen Walsertal die ursprüngliche Deckenstirn darstelle, weil die Kreide-Fazies der Arosa-Zone dort mit der des Oberostalpins verschmilzt, haben wir niemals behauptet. Damit wird der versteckte Einspruch von M.RICHTER (1970:620) gegenstandslos. Der Angriff von TOLLMANN (1970a:336 f.) beruht auf einem Mißverständnis unserer Definition der Arosa-Zone. JACOBSHAGEN & OTTE (1968:105) hatten gefolgert: "Östlich von Hindelang ist unter dem Oberostalpin nicht mehr ernstlich mit Anteilen der Arosa-Zone als (entsprechend der Definition: von der oberostalpinen Decke abgeschürftem) tektonischem Stockwerk zu rechnen, es sei denn am äußersten Nordsaum der Kalkalpen,...".

Folgende paläogeographischen Interpretationen für die Mittel-Kreide sind denkbar:

- 1) Voraussetzung: Falknis-Sulzfluh-Einheit ist nördlichstes Unterostalpin und lag im Bereich der "ostalpinen Geantiklinale" (M.RICHTER 1930). Arosa-Zone ist Unterostalpin und an die Err-Bernina-Decke anzuschließen. Dann würde folgen:
Der Faziesraum der Arosa-Zone verlief südlich der "ostalpinen Geantiklinale" und wurde in östlicher Richtung bis Hindelang immer schmaler. Ophiolith-Förderung beiderseits der Schwelle: Südpenninikum und Arosa-Zone. Die Arosa-Zone wurde im Osten von der möglicherweise landfesten Schwelle mit den allothigenen Psephiten des Randcenomans beliefert. Die Schwelle senkte sich nach Westen langsam ab (Sulzfluh-Plattform) und lieferte entsprechend weniger grobe Klastika. Stattdessen bildete sich noch südlich der Schwelle eine "Falknis-Urgon-Fazies" aus: Nord-Fazies der Arosa-Zone. Noch weiter im Westen war der Ablagerungsraum der Arosa-Zone vielleicht in einem "breiten Übergangsbereich" (DIETRICH 1969:15) mit dem Südpenninikum (Platta-Decke) verbunden.
- 2) Voraussetzung: Falknis-Sulzfluh-Einheit ist Unterostalpin, Arosa-Zone aber Südpenninikum(entsprechend der Platta-Decke). Diese von R.STAUB (1958) vertretene Vorstellung erscheint nicht haltbar, weil sie eine zu weitreichende Deckenverschup-

pung erfordert (die STAUB auch annahm). Fazies-Übergänge zwischen Arosa-Zone und Oberostalpin wären danach ausgeschlossen.

- 3) Voraussetzung: Falknis-Sulzfluh-Einheit ist Mittelpenninikum (Briançonnais-Schwelle). Arosa-Zone ist Südpenninikum (entsprechend Platta-Decke).

Diese von TRÜMPY (1960:852), STREIFF (1962) vertretene Vorstellung gewinnt vermutlich deshalb viele Anhänger, weil sie bei Einsparung einer großen Schwelle und eines Ophiolith-Gürtels ein wesentlich einfacheres Gesamtbild ergibt. Unter dieser Voraussetzung müßte sich das gesamte Südpenninikum mindestens im Bereich der westlichen Ostalpen aber sehr stark verschmälern (etwa im Sinne von STAUB (1958:152, Abb. 35), der dies allerdings unter völlig anderen Voraussetzungen annahm), weil sich auch bei dieser Vorstellung an der Position des randlichen Ostalpins am "Südhang" der Schwelle (Schüttung von Norden!) nichts ändert. Es ergibt sich dann vor allem die Frage, wo das Unterostalpin der Radstädter Tauern zwischen der südpenninisch geltenden Oberen Schieferhülle des Tauern-Fensters einerseits und dem Randcenoman des östlichen Oberbayern am Nordsaum der oberostalpinen Kalkalpen andererseits paläogeographisch untergebracht werden soll.

TEKTONIK.

Übersicht über den Gebirgsbau.

Die auffälligste Struktur im bearbeiteten Gebiet - siehe tektonische Karte - ist die Überschiebung der Kalkalpen auf den Vorarlberger Flysch. Der Kalkalpenrand wird im Norden von der Zitterklapfen-Schuppe gebildet. An ihrem West-Ende südlich Garsella (Großes Walsertal) springt er nach Süden zurück und wird von den höheren tektonischen Einheiten übernommen.

Das Oberostalpin ist im mittleren Großen Walsertal in drei sich flach überlagernde nordvergente Schuppen aufgegliedert, von unten nach oben: Zitterklapfen-Schuppe, Wandfluh-Schuppe, Staffelfeder-Braunarlspeitz-Schuppe. Nach Süden schließen sich das Rote Wand-Synklinorium (Spuller-See-Mulde) und der Kloster-tal-Sattel an. Zwischen der Zitterklapfen-Schuppe und der Wandfluh-Schuppe greift der Vorarlberger Flysch vom Kalkalpenrand bei Marul bis zur Oberen Partnom-Alm als schuppenartiges Halbfenster (Partnom-Halbfenster) nach Osten ein.

Die Zitterklapfen-Schuppe ist mit stark verschuppter Isoklinalfaltung im hangenden Teil am stärksten durchbewegt. An ihrem West-Ende ist sie deutlich als nordvergenter Sattel gebaut. Im Osten spaltet sich im höheren Teil ein Hauptdolomit-Sattel ab, der als Walsertal-Schuppe aber erst außerhalb des Arbeitsgebietes an Bedeutung gewinnt.

Für die Wandfluh-Schuppe ist interne Gleitbrett-Tektonik charakteristisch.

Die Staffelfeder-Braunarlspeitz-Schuppe ist selbständig und deutlich als nordvergenter Sattel mit abgeschürftem Invers-Schenkel gebaut. Sie wurzelt nördlich des Rote Wand-Synklinoriums und ist an einer nordfallenden Störung auch nach Süden (und zwar von Osten nach Westen zunehmend) herausgeschoben worden. Die ebenfalls am Südrand liegende Klesenza-Störung ist dementsprechend kein vertikaler Bruch, sondern eine diese Struktur

spitzwinklig schneidende Südwestüberschiebung, die im Hutla-Tal über der Wandfluh-Schuppe ausstreicht.

Das Rote Wand-Synklinorium wird ebenfalls von südvergente Strukturen beherrscht. Die intensive Faltung in den mobilen Jungschichten wird im triadischen Unterbau oft von steilen Störungen abgelöst (Stockwerktektonik). Das wichtigste tektonische Element ist hier die "Formarin-Störung", die als komplizierte Störungszone das gesamte Rote Wand-Synklinorium durchstreicht und sich im Marultal in der Aufschiebung des Klostertal-Sattels fortsetzt. Das Rote Wand-Synklinorium wird dort von den Hauptdolomit-Massen des Klostertal-Sattels im Süden und der Staffelfeder im Norden überwältigt. Die Staffelfeder kann danach nicht als Deckscholle erklärt werden.

Im Westteil des Klostertal-Sattels spaltet sich ein weiteres Sattелеlement (Hoher Frassen) mit neu aufgefundenem inversen Schenkel ab, das südlich Marul von der Hauptmasse des Klostertal-Sattels überschoben wird.

Im Gegensatz zum extremen Überschiebungsbau im Westen sind die Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe, das Rote Wand-Synklinorium und der Klostertal-Sattel am Ostrand des Arbeitsgebietes in ungestörtem Faltenverband miteinander verbunden (Spuller-See-Mulde).

Zwischen dem Vorarlberger Flysch und den Kalkalpen ist eine weitere tektonische Einheit weithin zu verfolgen: die Arosa-Zone. Sie tritt außerdem fensterartig an der Klesenza-Störung und in zwei Vorkommen an der Basis der Wandfluh-Schuppe bei der Oberen Partnom-Alm und - neu aufgefunden - östlich von Buchboden zutage. Die Arosa-Zone wird nach faziellen Vergleichen als - während des Deckenvorschubs - nach und nach abgeschürfter, nordwestlicher Randbereich des Ostalpins erklärt. Ehemals am nördlichsten beheimatete Gesteine sind zuerst abgeschürft worden und finden sich heute am weitesten überschoben im Süden (Prättigau und in den tektonischen Fenstern). Den Begriff "Aroser Decke" (M. RICHTER 1970) möchte ich für diesen "passiven Schollenteppich" nicht verwenden.

Sehr charakteristisch für den flachen Überschiebungsbau im Nord-Teil dieses Gebietes - wie für den Nordbereich der Kalkalpen überhaupt - ist folgende Tatsache: Die Zitterklapfen-Schuppe beginnt basal mit Hauptdolomit, die Wandfluh-Schuppe und die Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe mit Raibler Schichten. Die älteren triadischen Schichtglieder sind weiter südlich erst im Kern des Klostertal-Sattels erhalten. Am Ostrand des Arbeitsgebietes leiten aufgeschürfte Anis-Kalke und -Dolomite im Klesenza-Fenster zu der tieferen Trias des Sattels von Lech über. Wickelt man die Schuppen-Tektonik nach Süden ab, so erhält man eine Überschiebungsfläche der oberostalpinen Decke, die in der Schichtenfolge nach Norden ansteigt. Ob dies eine primäre Abscherungsfläche ist, wie TOLLMANN (1970 b) behauptet, oder ob diese Fläche erst während des Deckentransportes entstanden ist, ist nicht entschieden.

Ebensowenig ist bewiesen, daß "die Gliederung Allgäudecke und Lechtaldecke bereits" vor der Überschiebung der "davor freiliegenden Arosazone" (TOLLMANN 1970 a:337) fertig vorlag, weil "an der alten Deckengrenze bei dem Transport über die Arosazone und auch über den Flysch keine nennenswerte Bewegung stattgefunden hat". Entgegen TOLLMANN treten an der Basis der Wandfluh-Schuppe ("Lechtal-Decke") gleich an zwei Stellen im Arbeitsgebiet Schubspäne von Arosa-Zone auf und außerdem das seit GUBLER (1927) bekannte Partnom-Halbfenster mit aufgeschürftem Maastricht-Flysch. Das belegt vielmehr die Entwicklung der Interntektonik des Oberostalpins gegen Ende oder sogar nach dessen Fernschub. TOLLMANN (1970 b) suggeriert weiterhin eine "durchlaufende Abtrennbarkeit und tektonische Selbständigkeit" seiner kalkalpinen Decken mit der Behauptung (1970 b: 147), daß "die tiefere Decke unter der höheren ... bis auf ihre basaltriadischen Glieder tektonisch ausgedünnt werden kann ...". Das vollständige Ausdünnen in ihrem rückwärtigen Teil und häufig beobachtete Abreißen der kalkalpinen Schuppen ist im mittleren Großen Walsertal tatsächlich ein wesentliches Charakteristikum ihrer Tektonik. Doch sind diese Schuppen nicht in ihren hangenden Teilen tektonisch reduziert (an den Über-

schiebungsflächen treten überall an sich leicht verschürfbare Gesteine der Kreideschiefer-Serie auf), sondern basal, was Überschiebung nach extremer Faltung belegt. Dafür spricht auch der häufig beobachtete Sattelbau der kalkalpinen Schuppen.

Unter diesem Gesichtspunkt erscheint auch die Anknüpfung der "Madrisazone" unter dem Silvretta-Kristallin an die Wandfluh-Schuppe im Großen Walsertal (TOLLMANN 1970 a:340) äußerst gewagt.

So bildhaft großzügig das Schema eines Bewegungsbildes der westlichen Ostalpen von TOLLMANN (1970 a,b,c) auch sein mag, im Detail geht es doch oft an der Natur vorbei. Die Prüfung und der weitere Ausbau der in jahrelangen Gelände-Untersuchungen ermittelten tektonischen Zusammenhänge - besonders an den Stellen, wo große Überschiebungen im triadischen Unterbau durch extreme Faltung in den Jungschichten aufgefangen werden - scheint mir nur durch intensive tektonische Detailarbeiten und methodisch weiterentwickelte Faziesuntersuchungen möglich zu sein.

In den folgenden Detailbeschreibungen werden die großen tektonischen Einheiten - von Norden nach Süden fortschreitend - getrennt behandelt und jeweils von Westen nach Osten beschrieben. Nur beim Rote Wand-Synklinorium wird anders verfahren. Ausgehend vom Klesenza-Joch wird zunächst der östliche Teil des Synklinoriums, von Norden nach Süden, und anschließend der westliche Teil im Marultal dargestellt.

Der Vorarlberger Flysch am Kalkalpenrand.

Der Vorarlberger Flysch fällt nach ALLEMANN, BLASER & NÄNNI (1951) "im großen gesehen, in konkordanter Lagerung ...unter die oberostalpine Schubmasse ein". Eine Aufgliederung in verschiedene, tektonisch selbständige Einheiten lehnten diese Autoren ab. Dagegen trennte D.RICHTER (1956) unter der Zitterklapfen-Schuppe noch einen schmalen Streifen teilweise etwa gleichaltriger, jedoch faziell abweichender Gesteine (Zementmergel) der Oberstdorfer Decke ab. Ebenso hielt M.RICHTER (1957:168) an der Oberstdorfer Decke in diesem Bereich fest.

(1966:17 ff) wählte er dagegen den Begriff: Oberstdorfer Fazies" (als Südfazies auf die Hauptflysch-Decke östlich der Stillach beschränkt). Auch OBERHAUSER (1958) und BETTENSTAEDT (1958) hatten Zweifel an der Decken-Einteilung von M. RICHTER (1957) angemeldet.

Ich habe in der Flysch-Serie unterhalb der Zitterklapfen-Schuppe keine Änderung der Fazies feststellen können und sah keinen Anlaß, hier noch eine weitere tektonische Einheit abzutrennen. Das Ostalpin liegt am Kalkalpenrand des kartierten Gebietes überall auf dem jüngsten Vorarlberger Flysch, der Fanöla-Serie (Maastricht).

Wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse ist die Fältelung im Flysch nur selten zu erfassen. Im allgemeinen sieht man nur das E- bis NE-Streichen der Schichten, die mit 40 - 60° nach Süden einfallen. Gelegentlich treten jedoch Querverfaltungen im dm- bis m-Bereich auf. Unterhalb der Zitterklapfen-Schuppe - wie auch innerhalb dieser (s.u.) - stehen die Achsen dieser Querstrukturen etwa senkrecht auf der Hauptstreichrichtung und haben auch das gleiche Einfallen wie die benachbarten, nicht verfalteten Schichtflächen. Das Diagramm 1 (Taf. 8) ist in 880 m Höhe im dritten größeren Bachanriß östlich Reutele (südlich Sonntag) aufgenommen worden. Die Altersbeziehung dieser Querstrukturen zum E bis NE-streichenden Faltenbau konnte nicht eindeutig geklärt werden. Es ist nicht ausgeschlossen, daß es sich hier um ein gleichzeitig angelegtes $B \perp B'$ -Gefüge handelt.

Die Arosa-Zone unterhalb der Zitterklapfen-Schuppe

Am Kalkalpenrand des Arbeitsgebietes tritt die Arosa-Zone lückenhaft nur unterhalb der Zitterklapfen-Schuppe auf. Am besten ist sie östlich Garsella im Steris-Bach erschlossen. Eine großmaßstäbliche Neukartierung (Abb. 24) zeigt hier in 920 - 960 m Höhe über der Flysch-Serie Ophiolith-führenden Radiolarit, geringmächtigen Aptychen-Kalk und "Kreide-Schiefer" der Arosa-Zone, die tektonisch stark durchbewegt ist, aber dennoch über die ge-

samte Längserstreckung dieses Vorkommens (ca. 200 m) Sattel-Bau erkennen läßt. Die Arosa-Zone liegt hier direkt, aber mit tektonischem Kontakt unter einer inversen Folge von Kössener Schichten, Rät-Kalk und Allgäu-Schichten, die bereits zur Zitterklapfen-Schuppe gehören. Es könnte sogar an dieser Stelle ein ehemaliger Faltenverband zwischen jener und der Arosa-Zone vermutet werden; er läßt sich aber nicht beweisen (Abb. 24 u. 25).

Weiter im Westen konnte ich die Arosa-Zone überhaupt nicht mehr vom Invers-Schenkel der Zitterklapfen-Schuppe unterscheiden (S.115). Nach Osten ist die Arosa-Zone unter dem Hauptdolomit der Zitterklapfen-Schuppe als mehr oder weniger geschlossener Streifen zu verfolgen, jeweils nur in den tieferen Bachanrissen südlich des Lutz-Baches aufgeschlossen. Sie enthält überall vorwiegend Kreide-Sedimente, die tektonisch meist stark ausgewalzt sind. An der Nordgrenze des Arbeitsgebietes südlich Seeberg fand sich an der Brücke über den Lutz-Bach das östlichste Vorkommen von Arosa-Zone (rote und grüne Tonschiefer der Kreide).

D. RICHTER (1956) hatte auch sämtliche Kreide-Sedimente innerhalb der Zitterklapfen-Schuppe der Arosa-Zone zugeordnet. Die Kreide-Serie der Zitterklapfen-Schuppe hat rand-ostalpine Fazies, sie läßt sich aber nicht tektonisch abtrennen. Das wird im folgenden Abschnitt erläutert.

Zitterklapfen-Schuppe.

Die Zitterklapfen-Schuppe (siehe tekton.Karte) setzt im Westen im Grenzbach südlich Garsella über Vorarlberger Flysch ein und ist hier bis auf ca. 80 m Gesamtmächtigkeit ausgedünnt. Mit ständiger Verbreiterung nimmt sie bei Buchboden beide Talhänge des Lutz-Baches ein. Der Verlauf ihrer Nord-Überschiebung, die hier den Kalkalpenrand bildet, war bereits RICHTHOFFEN (1861/62) bekannt. Sie folgt zunächst in östlicher Richtung dem Lutz-Bach auf der südlichen Talseite in ca. 950 m Höhe. Leicht nach Norden schwenkend zieht sie dann südlich Seeberg auf der nördlichen Talseite (außerhalb des Arbeitsgebietes) zum Zitterklapfen hinauf.

Aus dem Verlauf der Störung durch das Lutz-Bachtal ergibt sich ein Einfallen der Störung mit ca. 40° nach SE. Im Süden wird der West-Teil der Schuppe mit einer großen Überschiebung gegen den Flysch des Partnom-Halbfensters begrenzt. Weiter im Osten liegt sie direkt unter der Wandfluh-Schuppe. Die Zitterklapfen-Schuppe ist in sich intensiv isoklinal verfaltet und verschuppt. Alle größeren Strukturen streichen E N E. Die Schichtflächen fallen mehr oder weniger steil ($40-70^{\circ}$) zumeist nach S bis SE ein.

Das West-Ende der Zitterklapfen-Schuppe.

An ihrem West-Ende ist die Zitterklapfen-Schuppe im Bereich des Steris-Baches deutlich als nach W abtauchender, nordvergenter Sattel gebaut. Dessen Hauptdolomit-Kern ist etwa in der Achsen-Ebene zerrissen und hat Reste des inversen Faltenschenkels (Kössener Schichten, Rätolias-Kalk und Allgäu-Schichten) unter sich begraben (Abb. 22 u. 23). Der Hauptdolomit-Kern des Sattels ist schon im westlich folgenden Weiden-Bach nicht mehr zu finden. An seinen Mantel aus massigem Rät-Kalk schließen sich am Ost-Hang des Bacheinschnittes im Norden zum Liegenden hin Radiolarit, Aptychenkalk und Kreide-Tonschiefer mit gestörten Kontakten an.

Das Abtauchen des Hauptdolomit-Sattels der Zitterklapfen-Schuppe, das schon AMPFERER (1931:197) aufgefallen war, hielt D. RICHTER (1956) für unbedeutend und ordnete deshalb auch alle Kreide-Vorkommen (Tonschiefer und Sandsteine), die in dem engverschuppten West-Ende der Zitterklapfen-Schuppe zwischen dieser und dem Vorarlberger Flysch liegen, der Arosa-Zone zu. Es kann sich hier aber auch um Reste des inversen Faltenschenkels handeln, zumal auch keine faziellen Hindernisse auftreten.



Abb. 24: Geologische Karten-Skizze beiderseits des unteren Steris-Baches südlich Garsella (Großes Walserstal), Höhe 900 m bis 1040 m. Siehe Profil Abb. 25.

Nach Westen setzt sich die Zitterklapfen-Schuppe noch 800 m weit als schmale, engverschuppte Zone bis zum Grenz-Bach fort und streicht dort in ca. 100 m breiter Front (in Höhe von 1050 - 1120 m) über dem Vorarlberger Flysch aus. In Ton-schiefern und Sandsteinen der Kreide ist in Höhe 1100 m im Grenz-Bach nur noch ein schmaler Jura-Streifen erhalten: Allgäu-Schichten, Radiolarit und Aptychenkalk sind eng miteinander verfaltet. Etwas weiter östlich schließt sich ein kleines Rät-Kalk-Vorkommen an. Auch in Höhe 1050 m steckt in den Kreide-Schiefern dicht über der Basis der Schuppe ein kleiner (ca. 5 m mächtiger) Scherling aus Rät-Kalk und Allgäu-Schichten, aber die geschlossene Verbreitung des massigen Rät-Kalkes endet bereits 500 m weiter östlich. Eine geordnete stratigraphische Abfolge (D. RICHTER 1956:364) existiert hier nicht. Es fällt auf, daß die Zitterklapfen-Schuppe nicht scharf nach W aus-spitzt. Nach NE einfallende Schichten im Vorarlberger Flysch am West-Rand der Schuppe erwecken vielmehr den Eindruck, daß sie an einer Querstruktur im Flysch endet und gar nicht weit in die Tiefe reicht.

Die Zitterklapfen-Schuppe zwischen Weiden-Bach und Steintobel.

Der Normal-Schenkel der Zitterklapfen-Schuppe ist östlich des Weiden-Baches bis zum Steintobel sehr einfach gebaut (Abb. 25, Taf. 6: P. 2 u. P. 3). Hauptdolomit, Kössener Schichten, massiger Rät-Kalk und Allgäu-Schichten folgen von N nach S ungestört übereinander. Erst im Bereich des Oberjura zeigt sich stärkere Verschuppung. Radiolarit und Aptychen-Kalk sind stellenweise tektonisch ausgelinst worden oder fehlen ganz. Die Kreide-Serie darüber ist noch intensiver verschuppt. Kleine Scherlinge von Radiolarit und Aptychen-Kalk treten in der Kreide-Serie mehrmals auf.



Abb. 25: Profil durch die Zitterklapfen-Schuppe im Bereich des unteren Steris-Baches und des oberen Weiden-Baches südlich Garsella (Großes Walsertal).

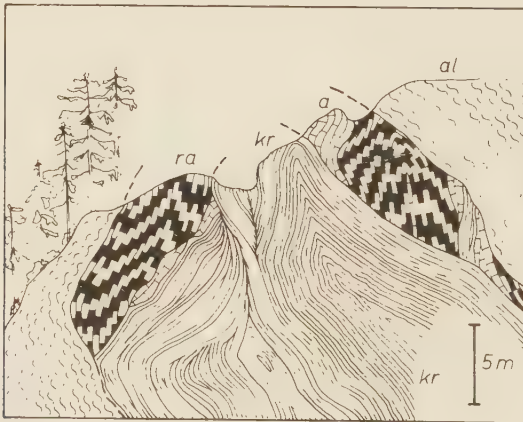


Abb. 26: Ost-Seite des großen Anrisses in Jungschiefer der Zitterklapfen-Schuppe am Steilhang zwischen Stein und Steinbild (Großes Walsertal), Höhe 1270 m. Stark verschuppte Allgäu-Schichten (al), Radiolarit (ra), Aptychenkalk (a) und Kreideschiefer-Serie (kr). Die ursprüngliche Anlage einer Mulde ist hier aus den Lagerungsverhältnissen noch erkennbar.

Der Hauptdolomit-Steilhang südlich Reutele springt an mehreren kleinen, eng benachbarten und südöstlich streichenden Störungen stufenweise vor. (Einfallen z.B. $065^{\circ}/86^{\circ}$ und $225^{\circ}/65^{\circ}$). Auch sind an ihnen das Rät und die Allgäu-Schichten im Hangenden westlich der Störungszone um ca. 20 bis 30 m nach N vorgeschoben worden. Die nach 225° einfallende Störung wird westlich von einer Ruschelzone mit tektonischen Breccien begleitet. Es dürfte sich hier um diagonale Schrägaufschiebungen bzw. -abschiebungen handeln. "Eine mit ca. N 40° E streichende Loisachstörung" ..., "die den östlichen Gebirgsteil um mindestens 150 m nach NE versetzt" (D. RICHTER 1956: 365) gibt es in diesem Bereich nicht.

Im Steintobel ist die gesamte, steilstehende, tiefere Schichtfolge der Zitterklapfen-Schuppe einschließlich der Allgäu-Schichten bis auf 50 m tektonisch reduziert. Der Hauptdolomit ist auf der Höhe östlich des Baches noch ca. 30 m mächtig und keilt dann am Wasserfall vollständig aus. Die Kössener Schichten erreichen im Bachbett nur ca. 5 m Mächtigkeit. Ich habe keine Hinweise dafür finden können, daß "dieses Ausdünnen schon prätektonisch angelegt worden" ist, wie D. RICHTER (1956:365) annahm. Auf der E-Seite des Bach-Anschnittes ist vielmehr deutlich zu sehen (Taf. 6, P. 4), daß der massige Rät-Kalk nach unten tektonisch stumpf auslinst. Über den Allgäu-Schichten folgen mit tektonischem Kontakt Fleckenmergel der Kreide-Serie, an die sich südlich Aptychen-Kalk und Radiolarit anschließen. Darüber folgt in 960 m Höhe (Taf. 6, P 4) dann der auf S. 89 beschriebene kleine 1-3 m mächtige Couches rouges-Scherling, der wegen seines alttertiären Alters nur aus der tektonisch tieferen Falknis-Salzfluh-Einheit stammen kann. Dieser Scherling belegt eindrucksvoll das große Ausmaß der Verschuppung innerhalb der Zitterklapfen-Schuppe. Und es wäre denkbar, daß in der verschuppten Kreide-Serie darüber auch kleine Schubspäne aus der tieferen Arosa-Zone stecken.

In Höhe 1125 m im Steintobel-Profil gab D. RICHTER (1956:361, Abb. 5) zwei kleine Linsen "von leuchtendgrünem Ophiolith" an. Sie konnten an der bezeichneten Lokalität trotz gründlicher Suche nicht gefunden werden.

Entgegen D. RICHTER (1956) kann aber die gesamte Kreide-Serie im Normal-Schenkel der Zitterklapfen-Schuppe mit Sicherheit nicht als eingeschuppte Arosa-Zone abgetrennt werden. Das hatte auch HUCKRIEDT (1958:237) bereits vermutet. Die Kreide-Serie entwickelt sich hier vielmehr über weite Strecken normal aus dem Oberjura der Zitterklapfen-Schuppe. Auch dort wo der Oberjura nicht als durchgehender Zug zu verfolgen ist, lassen sich immer wieder mindestens kleine Linsen davon finden. Zudem ist hier eine große Störung auch deshalb wenig wahrscheinlich, weil die darüber folgende Kreide-Serie keineswegs nur Cenoman enthält, wie D. RICHTER (1956) annahm, sondern meist mit Unterkreide-Sedimenten beginnt.

Bereits BLUMENTHAL (1936) hatte die engen Faziesbeziehungen zwischen der "Seewaldseezone" (= Arosa-Zone unterhalb der Zitterklapfen-Schuppe) am Kalkalpenrand und den Kreide-Sedimenten der Zitterklapfen-Schuppe bemerkt und die Zitterklapfen-Schuppe westlich des Steintobels als "Tschenglen-Schuppe" abgetrennt. Die "gosauähnlichen Mergel" des Weiden-Baches in der Zitterklapfen-Schuppe deutete er als überschobene Teile der "Seewaldseezone" (1936:404) = Arosa-Zone. Auch für diese "hypothetische" tektonische Deutung ergaben sich aber keine Hinweise.

Die Zitterklapfen-Schuppe zwischen Steintobel und Buchboden.

An zwei größere Muldenzüge südwestlich Buchboden mit Kreide-Tonschiefern u. -Mergeln im Kern schließt sich nördlich Steinbild eine Vielzahl von kleinen Sätteln und Mulden an (Taf. 6, P 8), die nach kurzer Erstreckung abtauchen bzw. herausheben. Ein Teil dieser Falten ist völlig zerquetscht (Abb. 26) und zu schmalen Scherlingen ausgelinst worden. Faltenkerne von Radiolarit und Aptychen-Kalk schwimmen mitunter frei in den Kreide-Sedimenten. Im umlaufenden Streichen einer der Falten fand sich Spezialfältelung im dm-Bereich (Taf. 8; Diagramm 2) mit nach Süden abtauchenden Achsen.

In der noch enger und nicht mehr rekonstruierbar verfalteten Kreide-Serie im Bereich der unteren Partnom-Alm und im Steintobel (Taf. 12, Diagramm 26) sind häufiger flachliegende Kleinfalten (Abb. 20) aufgeschlossen, deren Achsen nach S bis SE einfallen. Auch hier konnte nicht eindeutig geklärt werden, ob diese Querstrukturen gleichzeitig mit der nordvergente Faltung oder getrennt davon gebildet wurden.

Die Zitterklapfen-Schuppe östlich von Buchboden.

Zwischen den zwei genannten länger durchhaltenden Mulden südwestlich Buchboden sind offenbar noch einmal Allgäu-Schichten in Rät-Kalken eingefaltet. Diese Mulde ist aber nur in einem einzigen Bach-Anriß erschlossen. Nördlich davon taucht ein Sattel nach E N E auf, dessen Hauptdolomit-Kern bald aufreißt und östlich Buchboden den basalen Teil der Walsertal-Schuppe (GUBLER 1927) bildet. Sie ist von M. RICHTER (1956:191) zu Unrecht bestritten worden. Die Überschiebung von Hauptdolomit über Allgäu-Schichten hatte bereits FIEDLER (1904) erkannt. Sie ist nach NE bis zum Pregimel-Bach östlich der Oberlut-Almen einwandfrei zu verfolgen (außerhalb des Arbeitsgebietes). Ausgehend von dieser Überschiebung hatte GUBLER (1927) die gesamte Zitterklapfen-Schuppe südlich des Großen Walsertales als "écaïlle du Walsertal" = "écaïlle du Steintobel" von der "écaïlle du Zitterklapfen" im Norden abgetrennt. Nachdem das Westende der Walsertal-Schuppe gefunden worden ist, gibt es aber keinen Grund mehr, im Finschnitt des Lutz-Baches noch weiter westlich eine Störung zu vermuten. Über dem Hauptdolomit der Walsertal-Schuppe folgen östlich des Hutla-Tales die jüngeren Schichtglieder mit mehr oder weniger stark tektonisch überprägten Kontakten. Ihr Einfallen wird von Norden nach Süden zunehmend steiler (Abb. 27). Die Schichtfolge schließt mit einem Geröll-Pelit der Kreide ab, der zusammen mit den unterlagernden Allgäu-Schichten eine nach Westen abtauchende Mulde bildet.



Abb. 27: Profil durch den Postel-Kopf bei Buchboden.

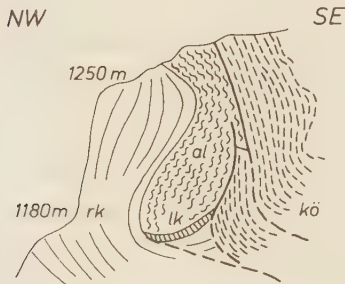


Abb. 28: Profil durch die Walsertal-Schuppe östlich des Postel-Kopfes.

Die Südflanke dieser Mulde (Abb. 28) wird von einer steilen Aufschiebung abgeschnitten, über der östlich des Postel-Kopfes nur Kössener Schichten folgen. Am West-Hang des Postel-Kopfes finden sich dagegen - bis zu 100 m mächtig und eng verschuppt (Abb. 27 u. 29) - Kössener Schichten und Rät-Kalk, Unterlias-Kalk, Allgäu-Schichten, Aptychen-Kalk und Kreide-Tonschiefer. Darüber folgen Raibler Rauhwacken und Mylonite und der Hauptdolomit der Wandfluh-Schuppe. Die schmale Schuppe über dem Postelkopf-Geröllpelit ist auch westlich des Hutla-Baches nördlich der Wandfluh mit massigem Rät-Kalk an der Basis noch etwa 1 km weit zu verfolgen (siehe tektonische Karte).

D. RICHTER (1956:372) hielt diesen Rät-Kalk-Zug irrtümlich für den Kern der Walsertal-Schuppe. Im Einschnitt des Hutla-Tales vermutete er mit BLUMENTHAL (1936:466) und RICHTHOFEN (1861/62:106) eine "diagonale Seitenverschiebung, an welcher der östliche Teil nach NNE relativ vorgeschoben" worden sei. Diese Konstruktion ist aber unnötig, da der Geröll-Pelit des Postel-Kopfes, der die kleine Schuppe nördlich begleitet, im Streichen auch auf der westlichen Talseite als "tektonischer Leithorizont" noch über kurze Erstreckung unter dem umstrittenen Rät-Kalk zu verfolgen ist. Dieser Rät-Kalk kann deshalb nicht zum Sattel der Walsertal-Schuppe gehören.

An der Basis der Wandfluh-Schuppe befindet sich östlich des Postel-Kopfes ein kleines Fenster von Arosa-Zone (Abb. 30). Die Kössener Schichten unterhalb der Arosa-Zone sind tektonisch angestaut und eng verfaultet. Das Diagramm 3 (Taf. 8) zeigt eine Falte im Meter-Bereich, in Höhe 1120 m und ca. 130 m östlich der Allgäu-Schichten-Mulde. Ähnliche Werte ergaben Messungen ($332^{\circ}/57^{\circ}$ und $259^{\circ}/62^{\circ}$) in spezialgefalteten Kössener Schichten, die im Bachanriß südlich der Straßenbrücke über den Lutz-Bach normal über dem Hauptdolomit der Walsertal-Schuppe liegen. Alle diese Angaben stimmen mit dem Kartenbild überein, das ein Abtauchen der Walsertal-Schuppe nach W zeigt. Ihre Jungschichten münden nach F in die Allgäuer Hauptmulde ein.

Neben dieser E-W-streichenden Verfaltung treten aber auch in der Walsertal-Schuppe Querstrukturen auf. Im steilen Hang unterhalb des Schuppenfensters der Arosa-Zone zeigen sich im Bereich der Kössener Schichten nicht nur die in Taf. 8, Diagramm 3 dargestellten Achsen, sondern auch etwa N-S-streichende Spezial-

fallen, die aber nicht erreichbar waren. Auch innerhalb der Kreide-Serie der darüberliegenden Arosa-Zone wurden neben E-W-streichenden, auch eine nach Süden abtauchende Faltenachse ($191^{\circ}/32^{\circ}$) gefunden. Man könnte an eine gemeinsame Quersfaltung nach dem Schuppenbau denken, doch läßt sich das ohne genauere Vermessung nicht beweisen. Immerhin ließe sich durch eine nachträgliche E-W-Einengung auch das überraschend steile Einfallen der nach W abtauchenden Faltenachse in den Kössener Schichten (Taf. 8, Diagramm 3 und tekton. Karte) zwanglos erklären.

Im Bachanriß nördlich des Postel-Kopfes ist außerdem noch eine merkwürdige Querstruktur erschlossen. In Höhe 1100 m biegen einige dickere Bänke des massigen Rät-Kalkes über den Kössener Schichten aus dem E-W-Streichen beiderseits des Baches plötzlich nach Süden um, während die dazwischenliegende ca. 5 m breite Zone von eingequetschten Kössener Schichten ausgefüllt wird und nach Süden bis an die Basis der Allgäu-Schichten reicht.

Wenn es auch nicht gelungen ist, die tektonische Entwicklung der Zitterklapfen-Schuppe zeitlich zu gliedern, so steht entgegen D. RICHTER (1956:372) doch fest, daß diese Schuppe auch in E-W-Richtung eingengt worden ist.

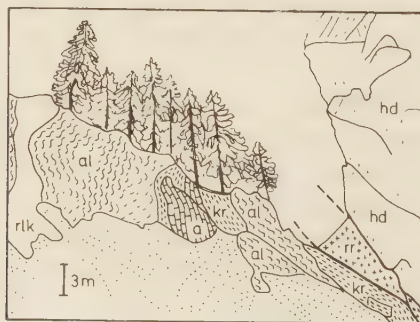


Abb. 29: Engverschuppte Jungschichten am Postel-Kopf-Joch. Rechts: Raibler Schichten (Rauhacke) und Hauptdolomit der Wandfluh-Schuppe.

rr = Raibler Rauhacke, hd = Hauptdolomit, rlk = (? Rät-)lias-Kalk, al = Allgäu-Schichten, a = Aptychen-Kalk, Kr = Kreideschiefer-Serie.

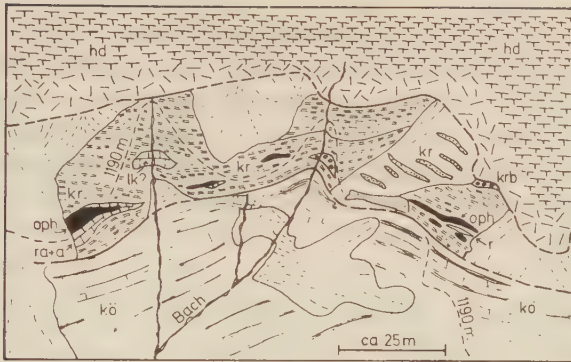


Abb. 30: Geologische Karten-Skizze des Schürflings-Fensters von Arosa-Zone östlich des Postel-Kopfes bei Buchboden unterhalb der Wandfluh-Schuppe.

kō = Kössener-Schichten, ra = Radiolarit, a = Aptychenkalk, oph = Ophiolith, krb = Breccie der Kreideschiefer-Serie. Übrige Signaturen der Kreideschiefer-Serie wie bei Abb. 24.

Das Partnom-Halbfenster (Vorarlberger Flysch).

Das Partnom-Halbfenster hatte bereits GUBLER (1927) richtig als Schuppe gedeutet. AMPFERER (1931:215) kam dagegen "zu der Einsicht, daß hier eine alte Auffaltung von Flysch vorliegt, welche bereits durch die Erosion zu einer Erhebung zugeschnitten war, als der letzte Anschub der Kalkalpendecken vor sich ging". Er begründete dies damit, daß der Flysch im Partnom-Halbfenster wie auch am Kalkalpenrand ruhiger gelagert ist als die kalkalpinen Serien. Seine Schichtflächen fallen meistens nach S bis SE ein, und selbst im relativ gut aufgeschlossenen Gebiet des Weiden-Baches ist Spezialfaltung nur selten zu erkennen. Falten größerer Spannweite fehlen ganz.

Der Vorarlberger Flysch ist aber mit flach nach Süden fallender Störung deutlich auf die Zitterklapfen-Schuppe überschoben worden. Die Störung kreuzt den Grenz-Bach in 1120 m Höhe, den Weiden-Bach in 1140 m Höhe, überquert das Gebiet der Steris-Alm

und den Steintobel in 1300 m Höhe und verschwindet südlich der Unteren Partnom-Alm schließlich unter der Wandfluh-Schuppe. Auch dort, wo die Störung nicht aufgeschlossen ist, weisen ein Gelände-Knick und darunterliegende Sumpf-Flächen über der Kreide-Serie der Zitterklapfen-Schuppe auf den tektonischen Kontakt. Das Flysch-Halbfenster ist also eine nordvergente Schuppe, und es kann ausgeschlossen werden, daß hier ein altes Relief freiliegt.

Südwestlich der Oberen Partnom-Alm (Höhe 1620 m) wurde erstmals sicher mehraktige Tektonik beobachtet (Taf. 8, Diagramm 5). Dort verlaufen B-Achsen von Spezialfalten im dm-Bereich in der allgemeinen E-W-Streichrichtung. Eine der Faltenachsen biegt aus der E-W-Richtung ($086^{\circ}/35^{\circ}$) nach NE um ($047^{\circ}/58^{\circ}$) und ist dann nicht weiter zu verfolgen. Weitere Hinweise für eine - unabhängig vom Schuppenbau erfolgte spätere - E-W-Einengung ergeben sich aus dem Bau der Wandfluh-Schuppe.

Arosa-Zone unter der Wandfluh-Schuppe.

An der Basis der Wandfluh-Schuppe sind Gesteine der Arosa-Zone nur in zwei fensterartigen Vorkommen gefunden worden. D. RICHTER (1956) hatte neben der gröberklastischen Kreide-Serie der Zitterklapfen-Schuppe auch den östlichen Teil des Flysch-Halbfensters zur Arosa-Zone gestellt. Sie ist aber auf einen schmalen Streifen südöstlich der Oberen Partnom-Alm beschränkt. Die einzigen Aufschlüsse befinden sich in der Umgebung eines eng verfalteten Streifengips-Vorkommens südöstlich der Oberen Partnom-Alm. Dieser Gips, dessen Zugehörigkeit zur Wandfluh-Schuppe D. RICHTER (1956) entgegen AMPFERER (1931:191) erkannte, liegt nicht mit scharfer Grenze über der Arosa-Zone, sondern ist in diese hineingeknetet worden. Da an der Basis der Wandfluh-Schuppe sonst an keiner Stelle Gips gefunden wurde, ist in dieser Scholle ein weiterer Hinweis dafür zu sehen, daß die Jura- und Kreide-Gesteine der Arosa-Zone weit

verschürft worden sind.

Das andere - bereits auf S. 100 erwähnte Schürflings-Fenster (Abb. 30) östlich des Postel-Kopfes bei Buchboden hat die gleiche tektonische Position wie das Fenster der Arosa-Zone bei der Oberen Partnom-Alm. Es liegt unter Hauptdolomit an der Basis der Wandfluh-Schuppe und mit scharfem tektonischen Kontakt über Kössener Schichten der Zitterklapfen-Schuppe (hier schon: Walsertal-Schuppe). Freischwimmende Schollen von Ophiolith-führendem Oberjura in der Kreideschiefer-Serie weisen auf intensive tektonische Durchbewegung hin. Ohne die Ophiolithe ließe sich das Fenster faziell allerdings nicht sicher begründen (vgl. S. 100).

Wandfluh-Schuppe.

Im Gegensatz zur Zitterklapfen-Schuppe weist die Wandfluh-Schuppe wesentlich einfachere und überschaubare Lagerungsverhältnisse auf. Sie ist im Osten direkt auf die Zitterklapfen-Schuppe überschoben, liegt aber im Westen flach auf dem Vorarlberger Flysch des Partnom-Halbfensters. Mit flacher Überschiebung folgt im Süden die Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe.

Im krassen Gegensatz zu allen anderen tektonischen Einheiten im kartierten Gebiet tritt Faltung innerhalb der Wandfluh-Schuppe weitgehend zurück. Stattdessen gibt es eine ausgeprägte Gleitbrett-Tektonik. Sehr auffällig ist außerdem die S-förmige Verbiegung des Streichens der Schuppe. Während im Westen bis zum Ost-Ende des Partnom-Halbfensters die gesamte Schichtfolge - von N nach S zunehmend steiler - nach Süden einfällt, biegt das Streichen östlich der Gipfelinie Glattmar-Garmil (wo das Partnom-Halbfenster abtaucht) bis nach Norden um. Östlich des Hutla-Tales stellt sich im Bereich der Wang-Alm wieder die W-E-Streichrichtung ein.

Über dem Partnom-Halbfenster fehlt der Schuppe die gesamte Trias. Erst am West-Hang des Glattmars setzt der Hauptdolomit - bis auf wenige Meter abgeschürft - ein und schwillt nach Osten

schnell bis auf mehrere 100 m Mächtigkeit an. Bereits an der Wandfluh südwestlich Buchboden treten basal Raibler-Schichten auf (Profil-Tafel, P 3, P 4). Nördlich der Wandfluh liegen am West-Hang des Hutla-Tales Rauhwacken der Raibler Schichten lückenhaft tapetenartig auf Rät-Kalk und Allgäu-Schichten der Zitterklapfen (Walsertal)-Schuppe. Die Überschiebungsfläche liegt hier frei und fällt hangparallel nach E ein (AMPFERER 1931, Abb. 16 b).

Das West-Ende der Wandfluh-Schuppe westlich der Kellerspitze (HP 2017 m) umfaßt - ausgedünnt wie das West-Ende der Zitterklapfen-Schuppe - nur jeweils wenige Meter jüngere Allgäu-Schichten, Radiolarit, Aptychen-Kalk und Kreide-Schiefer, die regelmäßig übereinander folgen und mit $34 - 52^{\circ}$ nach Süden einfallen. Im Profil durch die Wangspitze nördlich des Breithorns (HP 2881 m) sind die Allgäu-Schichten bereits vollständig vertreten. An der Nord-Seite der Wangspitze sind zwar mittlere Allgäu-Schichten mit Mangan-Schiefern direkt auf Vorarlberger Flysch überschoben, aber nach Süden stellen sich auch die älteren Allgäu-Schichten ein. Am West-Hang des Berges ist außerdem ein schmaler Plattenkalk-Scherling aufgeschlossen.

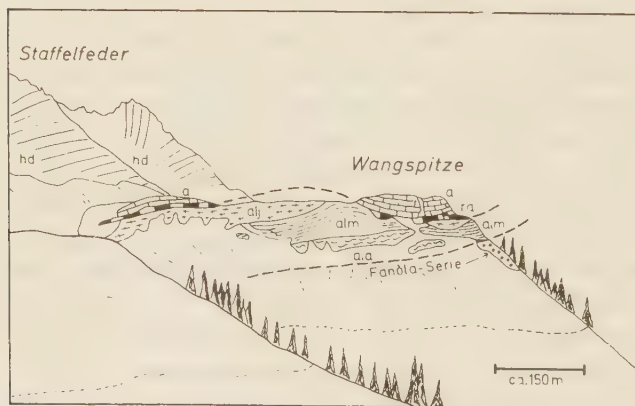


Abb. 31: Ansichts-Skizze der Wangspitze von Osten.
 hd = Hauptdolomit, alä = Ältere Allgäu-Schichten,
 alm = Mittlere Allgäu-Schichten, alj = Jüngere All-
 gäu-Schichten, ra = Radiolarit, a = Aptychenkalk.

Die Gleitbrett-Tektonik innerhalb der Wandfluh-Schuppe.

Den Gipfel der Wangspitze bildet ein isoliertes Vorkommen von Radiolarit und Aptychenkalk, das mit tektonischem Kontakt auf mittleren Allgäu-Schichten liegt, während die jüngeren Allgäu-Schichten abgeschürft sind (Abb. 31). (Das Profil P2, Profil-Tafel, verläuft durch den West-Hang der Wangspitze). Die Herkunft der kleinen Deckscholle konnte nicht eindeutig geklärt werden, doch liegt die Vermutung nahe, daß sie direkt mit dem Oberjura weiter südlich - an der Basis der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe - zu verbinden ist, der normal über den jüngeren Allgäu-Schichten folgt, aber auch dort schichtparallel nach Norden vorgeschoben sein könnte. Diese Konstruktion würde auch die kürzeste Schubweite erfordern.

Schichtparallele Gleitungen ("Fastfugengleitungen" im Sinne von E. KRAUS 1949) treten innerhalb der Wandfluh-Schuppe häufiger auf. So ist im Bereich des Hutla-Tales die gesamte Jungschichten-Folge einschließlich der Kössener Schichten (massige Rät-Kalke sind faziell hier gar nicht entwickelt) über dem Hauptdolomit abgeschert worden. Am West-Hang des Glattmars (Profil-Tafel, P3) weist nur die stark reduzierte Mächtigkeit der Kössener-Schichten auf die flache Störung, die im Joch zwischen Glattmar und Garmil freigelegt ist und einen Harnisch auf Kalken des Plattenkalk-Niveaus zeigt. Am Nord-Hang des Glattmars stoßen die Kössener Schichten und Allgäu-Schichten jedoch deutlich winklig gegen den Hauptdolomit ab (Abb. 32 u. Abb. 33). Das Plattenkalk-Niveau ist hier ganz abgeschürft worden. Diese Störung ist östlich des Hutla-Baches bis zur Wang-Alm zu verfolgen (Profil-Tafel, P5).



Abb. 32: Ansicht des Glattnars von Norden.

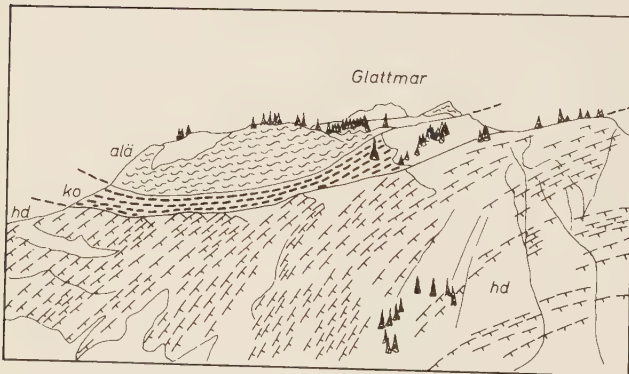


Abb. 33: Ansicht-Skizze des Glattnars von Norden.
hd = Hauptdolomit, kö = Kössener Schichten,
alä = Ältere Allgäu-Schichten.

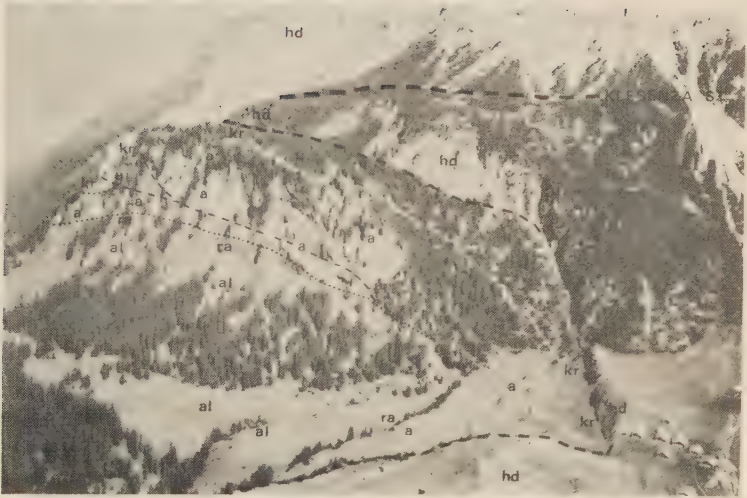


Abb. 34: Halbfenster der Wandfluh-Schuppe westlich der Klesenza-Alm, Blick von Süden.

hd = Hauptdolomit der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe. al = Allgäu-Schichten, ra = Radiolarit, a = Aptychenkalk, kr = Kreideschiefer-Serie der Wandfluh-Schuppe.

GUBLER (1927) hatte die jüngere Schichtfolge der Wandfluh-Schuppe ebenfalls - allerdings ohne den Glattmar - abgetrennt und sogar zu einer selbständigen tektonischen Einheit erhoben (écaille du Hängender Stein). AMPFERER (1936: 205) hielt aber "die Trennung zwischen écaille du Hängender Stein und écaille du Wandfluh" für sehr unsicher. Die Störung an der Basis dieses Gleitbrettes ist wohl wirklich zu unbedeutend, um ihr den Rang einer überregionalen Schuppenengrenze zu geben.

Nördlich der Wang-Alm, östlich des Hutla-Tales setzt ein neues Gleitbrett ein. Hier ist das Plattenkalk-Niveau und der oberste Hauptdolomit der Wandfluh-Schuppe steil nach Norden herausgeschuppt worden (Profil-Tafel, P5). Unter dieser Schuppe eingeklemmte Kössener-Schichten waren auch AMPFERER (1931:186, Abb. 9c) aufgefallen. Die schmale Hauptdolomit-Schuppe findet ihre Fortsetzung vermutlich weiter östlich im Hauptdolomit der Madonna-Alm (außerhalb des Arbeitsgebietes).

Der Einschnitt des Hutla-Baches hat die jüngere Schichtfolge der Wandfluh-Schuppe bis zur Klesenza-Alm halbfensterartig freigelegt (Abb. 34). Der Aptychenkalk wird im flachen Sattel am Bärenwang nordwestlich der Klesenza-Alm bis zu 80 m mächtig, während er innerhalb der Wandfluh-Schuppe sonst nur ca. 20 m erreicht. Die Mächtigkeit ist hier durch Gleitbrett-artige Verschuppung tektonisch vervielfacht (Profil-Tafel, P5). Insgesamt habe ich drei übereinanderliegende Schuppen unterscheiden können, die an der Nord-Flanke des Sattels jeweils flach auf Kreideschiefer-Serie überschoben sind.

Querstrukturen innerhalb der Wandfluh-Schuppe.

Die gesamte Schichtfolge der Wandfluh-Schuppe fällt im Hutla-Tal mit umlaufendem Streichen etwa parallel zum Überschiebungsrand der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe - im Süden steil, im Osten flach - unter diese ein. Am Hang östlich des Hutla-Baches sind häufiger, in diesem Bereich etwa senkrecht auf der Streichrichtung stehende, mehr oder weniger steil nach Osten abtauchende Achsen gemessen worden (siehe tektonische Karte), die nicht zu der nordvergenten Schuppentektonik passen. Der aptychenkalk des obersten Gleitbrettes am West-

Hang des Bärenwangs zeigt intensive Spezialfältelung mit um die E-W-Richtung im weiten Bereich streuenden flachen Achsen (Taf. 8, Diagramm 6). Von der E-W-Richtung stark abweichende und flach nach NNW abtauchende Achsen in Diagramm 6 geben aber Anlaß zu der Vermutung, daß diese Streuung nicht zufällig ist, sondern auf Überprägung beruht.

Von besonderer Bedeutung ist in diesem Zusammenhang der Bau des Glattmar östlich der Oberen Partnom-Alm. Der Gipfel des Berges trägt eine kleine, flache Mulde (im Kern Kreide-Schiefer), die etwa NE streicht und am NE-Hang des Berges von einer SSE-streichenden tieferen Mulde - von der nur der West-Flügel erhalten ist - mit zu dieser parallelen Störungen abgeschnitten wird. Auch die Kreide-Schiefer auf dem Gipfel des Glattmars innerhalb der NE-streichenden Mulde weisen in Störungsnähe N-S-Streichen auf. Die SSE-streichende Mulde ist deshalb sicher die jüngere Struktur. Diagramm 7 (Taf.9) zeigt Fältelungsachsen im steilstehenden Radiolarit am Ost-Hang des Glattmar.

Die Entstehung dieser großen Querstruktur ist von früheren Bearbeitern unterschiedlich erklärt worden. AMPFFERER (1931: 197 u. Abb.17) glaubte darin einen Hinweis für Reliefüberschiebungen zu sehen: "wir kommen hier wieder zu der Einsicht, daß in dem Flyschfenster der Partnomalpe offenbar ein alter Bergrücken aus Flysch auftaucht, welcher für die vor-dringenden Schubmassen ein schwer zu überwindendes Hindernis war." BLUMENTHAL (1936:473) schloß sich dieser Meinung an. Eine großräumige E-W-Einengung hielt er für "nicht wahrscheinlich". Für Reliefüberschiebung gibt es aber keine Anhaltspunkte. Sie wurde bereits von M. RICHTER (1956) abgelehnt. D.RICHTER (1956:372) vermutete, daß die Glattmar-Mulde ebenso wie das S-förmige Streichen durch "Westbewegung" der Wandfluh-Schuppe entstanden ist, erwähnte aber keine Anzeichen von Überprägung. Seiner Darstellung ist auch nicht zu entnehmen, ob unter "Westbewegung" eine vom nordvergenten Schuppenbau zeitlich getrennte Ost-West-Einengung zu verstehen ist, oder ob (er zitierte BLUMENTHAL) diese "Querüberfaltung" im Sinne von AMPFFERER und BLUMENTHAL aus der Nord-Süd-Einengung resultiert.

Nach dem Kartenbild könnte man auch auf den Gedanken kommen, daß die flexurartige Verbiegung der Wandfluh-Schuppe durch einen schnelleren Vorschub der kalkalpinen Schuppen nach Nor-

den östlich des Hutla-Tales hervorgerufen wurde. Es ist jedoch unwahrscheinlich, daß bei diesem kontinuierlichen Vorgang und der dabei auftretenden Rotation nacheinander NE-gerichtete und SSE-gerichtete Strukturen entstehen können.

Ohne eine jüngere (nach dem Schuppenbau erfolgte) NE-SW-Einengung kann ich deshalb die Tektonik in diesem Raum nicht deuten. Diese Annahme wird weiterhin dadurch gestützt, daß auch in der Gips-Masse im Fenster der Arosa-Zone unter der Wandfluh-Schuppe SE-streichende Fältelungen auftreten (Taf.8, Diagramm 4), die gleichzeitig mit der Glattmar-Mulde angelegt sein könnten. Entsprechende Faltenachsen sind auch im Flysch westlich unterhalb des Glattmar und im obersten Steintobel (vgl. S.126) gemessen worden. Es ist möglich, daß auch die gleichgerichteten Querstrukturen innerhalb der Zitterklapfen-Schuppe zu dieser Einengungsphase gehören.

Abschließend möchte ich auf eine mehrdeutige Erscheinung innerhalb der Wandfluh-Schuppe eingehen: Nordwestlich des Glattmar bzw. südlich der Oberen Partnom-Alm sind über Vorarlberger Flysch Allgäu-Schichten, Radiolarit und Aptychen-Kalk in einem kleinen Vorkommen SE-streichend erschlossen, dessen Verbindung zur Wandfluh-Schuppe durch Schutt verhüllt ist. D. RICHTER (1956) sah in diesem Vorkommen eine zweite Glattmar-Mulde. Eine derartige Mulde müßte aber steiles nordwestliches Achsenfallen besitzen, das im Gebiet des Glattmar nirgends beobachtet wurde. Außerdem müßte eine Faltung den Hauptdolomit der Wandfluh-Schuppe durchbrochen haben, da das Vorkommen bis zu 80 m unter das Niveau der Basis der Wandfluh-Schuppe hinabreicht und anstehender Hauptdolomit in der Umgebung nicht gefunden wurde. Zudem zeigt der geringmächtige basale Hauptdolomit nördlich und südlich der NW-Ecke des Glattmar keinerlei Anzeichen von Verformung. Ich neige zu der Auffassung, daß es sich hier um einen Scherling unter dem Hauptdolomit der Wandfluh-Schuppe handelt, der ehemals dem Jungschichten-Gleitbrett oberhalb des Hauptdolomits angehörte und

durch späteren weiteren Vorschub der gesamten Wandfluh-Schuppe unter dieser begraben wurde (Profil-Tafel, P3). Doch könnte die tiefe Lage dieses Vorkommens auch durch Hangrutsch erklärt werden.

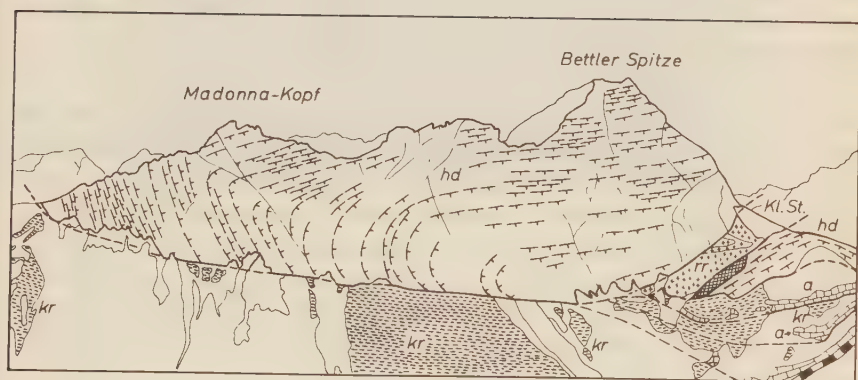


Abb. 35: Liegender Hauptdolomit-Sattel der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe östlich des Hutla-Tales über Kreide-Schiefern der Wandfluh-Schuppe.

Kl.St. = Klesenza-Störung, rr = Raibler Schichten (vorwiegend Rauhwacken), hd = Hauptdolomit, a = Aptychenkalk, Kr = Kreideschiefer-Serie. Kreuzschraffur = Harnisch an Kl.St.

Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe.

Die Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe ist im kartierten Gebiet sehr einfach gebaut. Sie enthält lediglich Reste der Raibler Schichten und Hauptdolomit. Erst am Ostrand des Arbeitsgebietes vermitteln Anis-Kalke und -Dolomite zu der tieferen Trias des Sattels von Lech, der im Osten den Kern der deutlich sattelförmig gebauten Schuppe bildet.

Die nördlich des Rote Wand-Synklinoriums herausgepreßte Schuppe ist flach (fast horizontal) nach Norden über Kreide-Schiefer der tektonisch tieferen Wandfluh-Schuppe überschoben worden (Profil-Tafel, P2, P3 u. P5). Sie ist östlich des Hutla-Baches in einem Profil - wie in der Profil-Tafel, P 5 und Abb. 35 abgebildet - vollständig erschlossen und deutlich als überkippter Sattel mit flach nach Süden fallender Achsenebene zu erkennen. Die meßbare Überschiebungsweite des Hauptdolomits nach Norden beträgt hier knapp 3 km. Rechnet man die abgetragenen Schichtglieder hinzu, kommt man auf ca. 4 km. Es muß aber damit gerechnet werden, daß dies durch Ost-West-Schub teilweise nur vorgetäuscht wird. Für das Gebiet nördlich Lech gab STENGEL-RUTKOWSKI (1962) ebenfalls 3 - 4 km Überschiebungsweite an. Der inverse Schenkel dieses Hauptdolomit-Sattels ist weitgehend - im Süden bis zum Kern - reduziert worden, so daß die Schuppe insgesamt einen keulenförmigen Querschnitt hat. Im Kamm der Staffelfeder-Gruppe ist nur der steile Stiel des Sattels und zwar nur sein Normal-Schenkel erhalten geblieben (Profil-Tafel, P2, P3 u. P5 u. Abb. 36).

Die Schuppe ist auch nach Süden gegen das Rote Wand-Synklinorium herausgeschoben worden. Diese Auf- bzw. Überschiebung klingt aber nach Osten langsam aus. Östlich des Klesenza-Joches verschmilzt die Schuppe mit dem Rote Wand-Synklinorium bzw. der Spuller-See-Mulde.

GUBLER (1927) hatte die Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe (écaillé du Hoher Frassen) bereits im Prinzip richtig, im einzelnen aber recht fehlerhaft dargestellt. Diese Unstimmigkeiten u.a. (siehe Erforschungsgeschichte veranlaßten AMPFERER

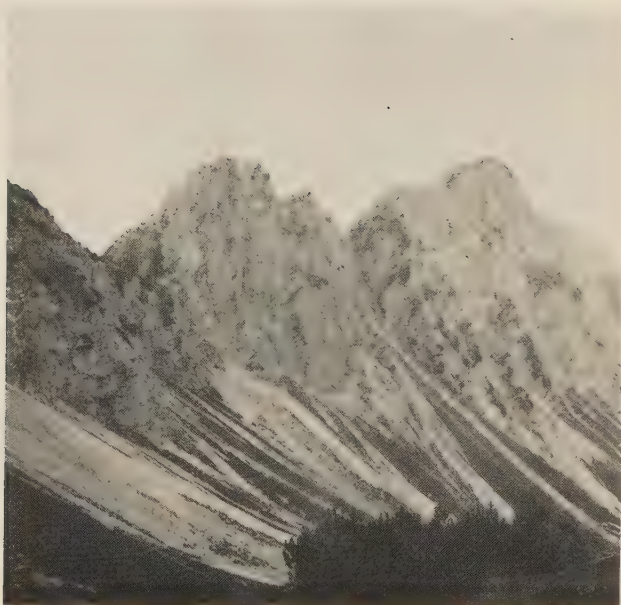


Abb. 36: "Normal-Schenkel" der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe mit Hauptdolomit. Blick von ENE südlich der Oberen Partnom-Alm.

(1931:202 ff) dazu, die Südüberschiebung der Schuppe abzulehnen und sie mit dem Klostertal-Sattel zu einer einheitlichen Schubmasse zu verbinden, die das Rote Wand-Synklinorium trägt. (= Wösterspitz-Braunarlsnitz-Klostertal-Schuppe im Sinne von M. RICHTER 1956). Im Hauptdolomit der Staffelfeder glaubte AMPFERER (1931) eine "flach nordfallende" Deckscholle über der Wandfluh-Schuppe zu erkennen. Obwohl seine Profile (1931:Abb. 14 u. 15) den natürlichen Verhältnissen in keiner Weise gerecht werden, haben alle Nachbearbeiter an dieser Vorstellung festgehalten.

Der Hauptdolomit der Staffelfeder steht gerade im Süden der Schuppe besonders steil und ist südlich der Kellerspitze stellenweise sogar nach Süden überkippt. Auch ist der nach Norden einfallende tektonische Kontakt der Staffelfeder-Braunarlsnitz-Schuppe gegen das Rote Wand Synklinorium im Bereich der Staffelfeder an zwei Stellen klar zu erkennen (Profiltafel, P2, P3): An der Hintertöbel-Alm oberhalb Garfüla fallen Kreide-Schiefer und Aptychen-Kalk steil unter den Hauptdolomit der Staffelfeder-Braunarlsnitz-Schuppe nach N ein. Ebenso läßt sich am Nordhang des Sättel-Grates nördlich der Laguz-Alm die Überschiebung von Raibler-Gips über Kreide-Schiefer im Gelände direkt verfolgen (nordfallend $40 - 45^{\circ}$). Die Staffelfeder-Braunarlsnitz-Schuppe zeigt hier ihre schmale Wurzel und ist bis auf knapp 200 m ausgedünnt. Es erstaunt deshalb nicht, wenn in diesem Bereich auch an der Südüberschiebung (also im Hangenden des Normal-Schenkels der Schuppe) Raibler Gips auftritt, der hier mit erheblicher Mächtigkeit tektonisch angestaut und in allen Richtungen verfalltet ist. Auch AMPFERER (1931, Abb. 13) beschrieb aus diesem Bereich eine "mächtige Kuppel von Streifengips". Der Hauptdolomit der Schuppe reicht in diesem Teil der Schuppe vermutlich gar nicht weit in die Tiefe. Weitere Argumente, die gegen die Existenz der Deckscholle sprechen, ergeben sich aus der Tektonik des Rote Wand-Synklinoriums und des Klostertal-Sattels.

Die Staffelfeder-Braunarlsnitz-Schuppe im Bereich der Klesenza-Störung

Der Hauptdolomit am Fürkele-Grat nördlich der Laguz-Alm über-

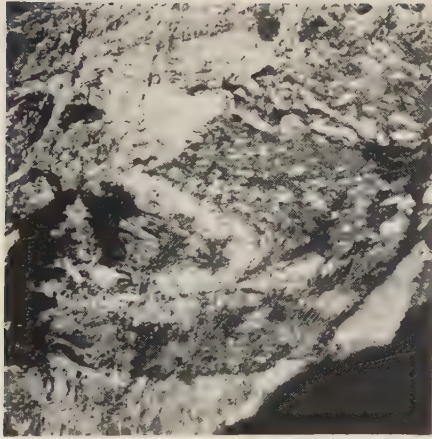


Abb. 37: Südvergente Sattel-Struktur in Raibler-Schichten am Bärenwang.



Abb. 38: Klesenza-Störung am Bärenwang. Von unten nach oben: Kreide-Schiefer, Hauptdolomit (mit Harnisch), Raibler Schichten, Hauptdolomit.

quert nach Osten als schmaler Riegel das Hutla-Tal und ist am Bärenwang nordwestlich der Klesenza-Alm ebenso flach sattelförmig aufgewölbt wie die darunterliegende Wandfluh-Schuppe. Am NW-Hang des Bärenwangs fällt er leicht nach Norden ein und spitzt scharf zwischen den Kreide-Schiefern der Wandfluh-Schuppe und Raibler Schichten (oben) aus (Profiltafel, P5). Die Raibler Schichten bilden hier am Südfuß der Bettler-Spitz ein größeres Vorkommen, in dem SCHIDLOWSKI (1960, Abb. 13 u. 1961, Abb. 3) mit GUBLER (1927) und neuerdings auch TOLLMANN (1970 c: 115) fälschlich den nach Norden abtauchenden Kern der großen liegenden Hauptdolomit-Falte vermuteten. Den Hauptdolomit-Riegel an der Klesenza-Alm hielt er für den inversen Schenkel des Sattels. Geopetalgefüge im Hauptdolomit an der Klesenza-Alm beweisen dessen normale Lagerung. Wie bereits erwähnt, ist der Invers-Schenkel der großen Falte aber schon viel weiter im Norden nicht mehr zu finden. Auch wäre kaum zu erklären, wie ein solcher Invers-Schenkel mit dem normal liegenden Hauptdolomit der Staffelfeder zu verbinden ist.

Es fällt auf, daß die Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe in diesem Bereich die S-förmige Krümmung der Wandfluh-Schuppe - allerdings weniger deutlich - mitmacht, was auch für eine gemeinsame, nach dem Schuppenbau erfolgte Quereinengung spricht.

Die Raibler Schichten am Bärenwang tauchen nicht sattelförmig nach Norden ab. Sie bilden vielmehr einen südvergenten, verquetschten Sattel mit entsprechenden Faltenstrukturen (Abb. 37), der nach Süden über den bereits flach liegenden Normal-Schenkel der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe überschoben ist. Unter den Raibler Schichten liegt auf Hauptdolomit ein großflächiger Harnisch frei, der nach NNE einfällt ($015^{\circ}/40^{\circ}$), (Abb. 38). Auch in den Karten von AMPFERER (1932) und (1937) sind in diesem Bereich kurze Störungen eingezeichnet, doch hat er sie niemals beschrieben. Schon aus den Lagerungsverhältnissen geht hervor, daß hier eine größere Störung vorliegt, die sicherlich über längere Erstreckung durchhält, wenn sie auch im Oberen Hutla-Tal weitgehend unter Hangschutt begraben ist (Profiltafel, P6). An diese Störung ist das aufgeschürfte Vorkommen

von Arosa-Zone im Klesenza-Joch gebunden. Und ich möchte sie deshalb auch "Klesenza-Störung" nennen, obwohl AMPFERER (1931) und M. RICHTER (1956) einen ganz anderen Verlauf dieser Störung annahmen. Dagegen vermutete HUCKRIEDE (1958:235) hier bereits die Fortsetzung der Klesenza-"Untervorschiebung".

Der südlich der Klesenza-Störung gelegene Teil der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe ist als schmaler Streifen bis zum Ost-Rand des Arbeitsgebietes nur lückenhaft zu verfolgen, weil der Nord-Hang des Oberen Hutla-Tales nördlich des Massivs der Roten Wand weitgehend von großen Schuttfächern überdeckt wird. Dolinen und ein kleines Vorkommen von Raibler Schichten ("Dolomit-Aschen") weisen 500 m östlich der Klesenza-Alm darauf hin, daß die Gips-Zone im Untergrund von Westen bis hierhin reicht. Etwa 1500 m westlich des Klesenza-Joches taucht der Bärenwang-Hauptdolomit als schmaler Zug wieder unter Hangschutt auf und trennt hier das "Obertal" vom tieferliegenden Oberen Hutla-Tal. Er fällt - wie am Bärenwang - flach nach Norden ein. Folgt man diesem Streifen auf der Nord-Seite nach Osten, so stößt man ca. 800 m westlich des Klesenza-Joches erstmals auf eine lückenhaft erschlossene Störungsfläche, die nach Osten immer deutlicher in Erscheinung tritt. Es ist die Klesenza-Störung, die hier - wie auch am Bärenwang - nach N-NNE einfällt. Die Störung ist auch im Luftbild als messerscharfe Linie zu erkennen. Ihr Verlauf wird außerdem östlich des Klesenza-Joches durch eine schmale Verebnungsfläche gekennzeichnet. Messungen ergaben von W nach E folgende Werte für das Einfallen der Harnische: $017^{\circ}/47^{\circ}$, $007^{\circ}/40^{\circ}$, $008^{\circ}/41^{\circ}$, $008^{\circ}/42^{\circ}$ - östlich des Klesenza-Joches dann von W nach E: $008^{\circ}/42^{\circ}$, $003^{\circ}/41^{\circ}$, $007^{\circ}/44^{\circ}$, $000^{\circ}/43^{\circ}$, $017^{\circ}/40^{\circ}$. Am Ost-Rand des Arbeitsgebietes verschwindet die Klesenza-Störung im Hangschutt oberhalb der Tannleger-Alm. Im Kartenbild zeigt die Klesenza-Störung eher SE-Streichrichtung, doch wird das durch ihren kontinuierlichen Anstieg im Gelände von Westen bis zum Klesenza-Joch lediglich vorgetäuscht.

Der oben beschriebene Hauptdolomit-Streifen trägt westlich des Klesenza-Fensters außerdem noch Reste von Plattenkalk und Kössener Schichten, was darüber hinaus die Existenz einer großen Störung zwischen diesem Streifen und der hochaufragenden Hauptmasse der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe beweist.

Im Süden ist dieser Hauptdolomit-Streifen auf die nördlichste Mulde des Rote Wand-Synklinoriums überschoben, mit der er östlich des Klesenza-Jochs in stratigraphischen Verband tritt (siehe unten).

Dieser Hauptdolomit-Streifen - wie auch die nördlichste Mulde des Rote Wand-Synklinoriums - wird etwa 500 m westlich des Klesenza-Fensters von der Klesenza-Störung ganz abgeschnitten (Taf. 7). Am Klesenza-Joch selbst taucht er als schmaler Hauptdolomit-Scherling wieder auf, setzt dicht östlich des Klesenza-Joches nach Süden fallend wieder ein und ist nach Osten noch ca. 800 m weit zu verfolgen. Der Süd-Rand der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe zeigt hier einen ähnlichen Bau wie die Staffelfeder im West-Teil des Gebietes. Der Hauptdolomit fällt nach Süden zunehmend steiler ein (Abb. 39) und geht schließlich invers-liegend nach unten in Plattenkalk über, der die Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe über eine stark eingeengte südvergente Mulde aus Kössener Schichten mit dem Rote Wand-Synklinorium verbindet. Die Südüberschiebung der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe klingt hier aus. Weiter im Osten bildet die Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe eine einheitliche Schubmasse mit dem südlich anschließenden Synklinorium (Spuller-See-Mulde).

Östlich der Arosa-Zone im Klesenza-Fenster liegen auf den Harnischen der Klesenza-Störung Rauhwacken, Mylonite und tektonische Breccien der Raibler Schichten (teilweise auch Gehänge-Breccie). Darüber folgt der Hauptdolomit der Hirschen-Spitz, der an zwei Stellen die Klesenza-Störung fast erreicht. Abb. 39 zeigt, daß die Klesenza-Störung auch in diesem Bereich - wie am Bärenwang bereits nachgewiesen - im Kern eines Sattels liegt. Nördlich

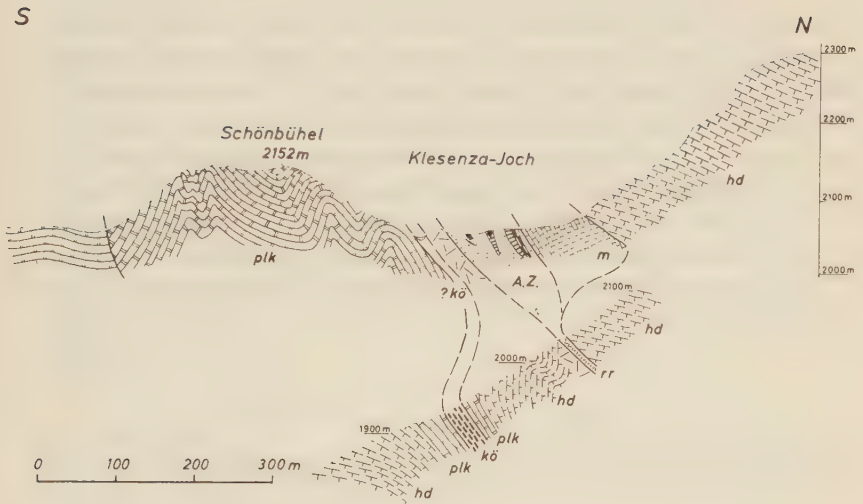


Abb. 39: Profile durch das Klesenza-Joch und den Hang östlich des Klesenza-Fensters. m = Alpiner Muschelkalk, rr = Raibler Rauhwacken, hd = Hauptdolomit, plk = Plattenkalk-Niveau, Kö = Kössener Schichten, A.Z. = Arosa-Zone.

des Klesenza-Fensters fügen sich eingeschuppte Anis-Kalke und -Dolomite sehr gut in dieses Bild ein (Taf. 7). Es bietet sich an, in der Klesenza-Störung mit M. RICHTER (1956:197) die westliche Fortsetzung des Sattels von Lech zu sehen.

In diesem Zusammenhang gewinnen die Raibler Schichten am Bärenwang besondere Bedeutung. Nach Profil P5 (Profil-Tafel) ist nicht daran zu zweifeln, daß die Anlage der Klesenza-Störung - als sattelartige Struktur - älter als die Herausschuppung der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe ist. Das isolierte Vorkommen von Raibler Schichten in diesem Bereich über der Wandfluh-Schuppe wäre sonst nicht verständlich. Andererseits ist im Bereich des Klesenza-Fensters klar zu erkennen, daß die Klesenza-Störung jünger ist als von ihr abgeschnittene NW-SE-streichende Strukturen des Rote Wand-Synklinoriums (s.u.). Diese doppelte Datierungsmöglichkeit macht die Klesenza-Störung zu der wichtigsten Struktur des Arbeitsgebietes.

Ältere Anschauungen über den Verlauf der Klesenza-Störung.

Nach AMPFERER (1930, 1931) wie auch nach SCHIDLOWSKI (1960) sollte die Klesenza-Störung als vertikale Störung von Osten her etwa der (neuen) Südüberschiebung der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe folgen und im Oberen Marul-Tal von der nördlichen auf die südliche Talseite - also zur Aufschiebung des Kloostertal-Sattels überwechseln. AMPFERER verlängerte sie dann über den Tiefensee-Sattel bis zum Halbfenster von Nüziders. Die Jungschichten im unteren Marul-Tal hielt er f. ein Fenster von Wandfluh-Schuppe. M. RICHTER (1956) zog die Störung noch weiter bis in den Rätikon hinein. Im Oberen Hutla-Tal verlegte er sie auch (1969:137) trotz Abbildung meiner Profile an den Süd-Rand der nördlichsten Mulde des Rote Wand-Synklinoriums, die nach seiner Darstellung bereits ein schmales Fenster von

Wandfluh-Schuppe sein soll. Alle diese Störungen existieren zwar, doch steht keine davon steil. Außerdem sind hier ganz getrennte Strukturen zusammengefaßt worden, die sich im Streichen nicht miteinander verbinden lassen. Sie werden weiter unten näher behandelt.

Das Klesenza-Fenster (Taf. 7).

Das umstrittene Klesenza-Fenster (AMPFERER 1930, M. RICHTER 1956, HUCKRIEDE 1956, SCHIDLOWSKI 1960) ist vom nördlichen Kalkalpenrand (in N-S-Richtung gemessen) etwa 10 km entfernt, während zwischen dem Klesenza-Joch und dem nächstgelegenen Vorkommen von Arosa-Zone - im Fenster der Oberen Partnom-Alm - im Westen etwa 7 km liegen. Das Klesenza-Fenster ist das am südlichsten gelegene Vorkommen der Arosa-Zone in den östlichen Vorarlberger Kalkalpen, denn die von AMPFERER für Arosa-Zone gehaltenen Gesteine nördlich Dalaas (Klostertal) scheinen nicht anzustehen (freundl. mündl. Mitt. von Dr.D. HELMCKE, Berlin).

Die tektonische Analyse des Klesenza-Fensters wurde von den meisten Bearbeitern sehr schematisch gehandhabt. Selbst die Streichrichtung der Klesenza-Störung wurde niemals genau vermessen. AMPFERER (1930) und M. RICHTER (1956) hielten die Klesenza-Störung - ungeachtet der starken Einengungstektonik - für eine Vertikal-Störung. Dagegen erkannte HUCKRIEDE (1958) das nördliche Einfallen der Klesenza-Störung, die er aus dem Faltenbau der Umgebung ableitete. Es trifft jedoch nicht zu, daß die Faltenachsen im Plattenkalk-Niveau des Schönbühels südlich des Klesenza-Fensters parallel zur Klesenza-Störung streichen, wie er angab (HUCKRIEDE 1958:233 u. Abb. 3). Vielmehr ist ein deutlicher Winkel - auch im Luftbild - festzustellen (Taf. 7 u. Taf. 9, Diagramm 8). Die Klesenza-Störung ist danach jünger als die benachbarten Faltenstrukturen. HUCKRIEDE hielt das Klesenza-Vorkommen der Arosa-Zone für eine Mulde, die genau in dem Bereich nördlich der Klesenza-Störung verlaufen sollte, wo Sattel-Stellung angenommen werden muß.

Dagegen verteidigt SCHIDLOWSKI (1960) die tektonische Deutung des Klesenza-Fensters im Sinne AMPFERER's. Er hielt Südvergenzen in diesem Bereich für unmöglich und erklärte die Einengungstektonik des Schönbühels südlich des Fensters durch "Absinken der südlichen Scholle an der Klesenza-Störung". Als "Sprunghöhe" der "steilen" Störung gab er 500 m an.

Der Plattenkalk des Schönbühels ist steil südvergent verfaltet. Am NE-Hang folgen darauf die Kössener Schichten der bereits erwähnten schmalen Mulde (Taf. 7), die HUCKRIEDE (1958) nicht bekannt war. Ich habe entgegen HUCKRIEDE (1958:233 u. Abb.2) keinen Hauptdolomit-Sattel gefunden, der an der Klesenza-Störung "untervorgeschoben wird". Die in Abb. 39 wiedergegebenen Profile entsprechen den in Zeichnungen und Fotografien festgehaltenen Beobachtungen.

Die Lagerungsverhältnisse sind mit Geopetal-Gefügen im Plattenkalk des südlichen Fenster-Rahmens reichlich belegt. Offenbar hielt HUCKRIEDE den zertrümmerten Hauptdolomit-Scherling am Klesenza-Joch für den südlichsten Sattel des Schönbühels. Dieses Vorkommen ist durch eine schmale, schutterfüllte Senke vom Plattenkalk des Schönbühels getrennt. Immerhin beweist eine Störung am südlichen West-Ende des Hauptdolomit-Scherlings, daß hier kein normaler Faltenverband mit dem Plattenkalk des Schönbühels vorliegt. Ich vermute unter der Senke südlich des Scherlings (Abb. 39) die Fortsetzung der schmalen Mulde südlich der Klesenza-Störung und halte (wie bereits erwähnt) die Zuordnung des Hauptdolomit-Scherlings zum Hauptdolomit-Streifen (der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe) nördlich dieser Mulde für die wahrscheinlichste Lösung. Ein besonderes "Ärgernis" im Bau des Klesenza-Fensters ist die Tatsache, daß die nördlichste Mulde des Rote Wand-Synklinoriums ausgerechnet in diesem Bereich von der Klesenza-Störung geschnitten wird. Es ist jedoch unwahrscheinlich, daß die Füllung dieser Mulde (Kössener Schichten) am Klesenza-Joch unvermittelt in Kreide-Sedimente übergeht. Zudem würden die Kreide-Sedimente der Arosa-Zone den Rahmen dieser hypothetischen Mulde sprengen. Sie sind entlang der Klesenza-Störung nördlich der eingemuldeten Kössener Schichten insgesamt 600 m weit zu verfolgen.

In Anbetracht der übereinstimmenden faziellen und tektonischen Ergebnisse, sehe ich keinen Grund, am Klesenza-Fenster zu zweifeln.

Das Rote Wand-Synklinorium.

Das Rote Wand-Synklinorium ist die Fortsetzung der Spuller-See-Mulde westlich des Formarin-Sees und des obersten Lechs (Formarin-Bach). Während der Hauptteil der Spuller-See-Mulde einen komplizierten Faltenbau aufweist, in dem steile Achsen und Querstrukturen besonders auffallen (HELMCKE 1969), ist das Rote Wand-Synklinorium sehr viel einheitlicher gebaut. Hier haben nur zwei b-Richtungen größere Bedeutung. Im Ost-Teil des Arbeitsgebietes herrscht NW-SE-Streichen parallel zur Formarin-Störung vor, während im Westen die W-E-Richtung dominiert. Querstrukturen treten dagegen weitgehend zurück. Der Internbau wird in diesem Bereich viel stärker von den benachbarten tektonischen Einheiten beeinflusst als östlich des Formarin-Sees, wo sich die Spuller-See-Mulde ungestört aus den benachbarten Sätteln entwickelt. Das Rote Wand-Synklinorium wird dagegen - nach Westen abtauchend - immer mehr von den angrenzenden Sätteln (Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe und Klostertal-Sattel) überwältigt und im Gebiet der Laguz-Alm bis auf 200 m zusammengerafft.

Der Internbau des Rote Wand-Synklinoriums nördlich der Formarin-Störung.

Vom Norden bis zum Gipfel der Roten Wand gliedert sich dieser Bereich in drei größere, südvergente Mulden und zwei Sättel (Profil-Tafel, P6). Die nördlichste, bereits mehrfach erwähnte Mulde ist am stärksten eingeeengt und am unvollständigsten ausgebildet. Man gelangt am Nordhang des Oberen Hutla-Tales von

Westen zunächst zu einem langgestreckten Aufschluß im Normal-Schenkel dieser Mulde, während der inverse Schenkel erst 500 m weiter östlich freiliegt. Diese Aufschlüsse enthalten lediglich jüngere Allgäu-Schichten, geringmächtigen (teilweise tektonisch reduzierten?) Oberjura und Kreide-Schiefer. Etwa 600 m westlich des Schönbühel-Gipfels besteht die Mulde nur noch aus jetzt aufgefundenem Aptychen-Kalk und Kössener Schichten, wird nach Osten zwischen zwei Störungen vollständig ausgequetscht und stößt stumpfwinklig gegen die Klesenza-Störung ab. Während im Norden über der Mulde direkt der überschobene Hauptdolomit der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe liegt, schließt sich südlich der Mulde - ebenfalls mit tektonischem Kontakt - ein Plattenkalk-Sattel an, die kleinere Störung dazwischen könnte als Untervorschiebung (Faltenabschiebung nach JACOBSHAGEN 1967) gedeutet werden. Die Mulde setzt östlich des Klesenza-Jochs mit Kössener Schichten wieder ein (Taf. 7, Abb. 39) und verschwindet am Ostrand des Arbeitsgebietes endgültig an der Klesenza-Störung.

Nach den geschilderten Verhältnissen ist es ausgeschlossen, daß es sich bei der Störung, die die Mulde südlich begrenzt, um die "Klesenza-Störung" handelt, und daß die Muldenfüllung ein Fenster von Wandfluh-Schuppe darstellt (M. RICHTER 1956 u. 1969). Auch der von SCHIDLOWSKI (1960) angenommene Verlauf der Klesenza-Störung ist sehr unwahrscheinlich. Danach müßte sich die Klesenza-Störung aufspalten und den schmalen Hauptdolomit-Streifen nördlich der Mulde durchschlagen, wenn sie nach Westen in der Südüberschiebung der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe auslaufen sollte.

Die südvergente Mulde ist - wie oben ausgeführt - zweifellos durch den Süd-Schub der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe geprägt worden. Doch ist ihr - so unharmonisch wirkender - gebogener und gestörter Verlauf sicher nicht zufällig entstanden. Die Plattenkalk-Falten des Schönbühels streichen NW-SE. Die aus Flächenpol-Messungen (Punkte) am SE-Hang des Berges ermittelte β -Achse in Taf. 9, Diagramm 8 zeigt diese Richtung, die im östlichen Teil des Rote Wand Synklinoriums vorherrscht. Dagegen ergaben Messungen (Kreise) am Nord-Hang des Berges eine leicht nach Westen abge-

lenkte β -Achse. Die Diagramme 9 und 10 (Taf. 9) bestätigen diese Tendenz. Sie sind im ersten größeren Bachanriß östlich des Schönbühels aufgenommen worden (Abb. 39, unteres Profil). Während das Diagramm 9 (Taf. 9) Schichtflächenpole aus spezialgefaltetem Plattenkalk unmittelbar über den eingemuldeten Kösener Schichten zeigt, bezieht sich Diagramm 10 auf Messungen von Hauptdolomit-Schichtflächen in der kleinen Spezialmulde weiter oben, dicht unterhalb der Klesenza-Störung (Abb. 39).

Da alle Strukturen gegen die Klesenza-Störung spitzwinklig abstoßen, muß diese nach Norden zunehmende Überprägung durch älteren Nord-Südschub der Staffelfeder-Braunarlsplitz-Schuppe entstanden sein. Auch weiter im Westen gibt es dafür Hinweise.

Im Gebiet der Klesenza-Alm stößt man in der westlichen Verlängerung des Normal-Schenkels der Mulde bald auf Raibler Schichten, die den Verlauf der Südüberschiebung der Staffelfeder-Braunarlsplitz-Schuppe markieren. Bei dem Versuch, die Mulde (wie auch den südlich folgenden Sattel) nach Westen zu verlängern, ergeben sich Schwierigkeiten. Die unter die Raibler Schichten (Gips) nach Norden abtauchenden Kreide-Schiefer des Sätttele-Grates südlich der Klesenza-Alm gehören nämlich bereits in die Hauptmulde (Alpila-Mulde) des Rote Wand-Synklinoriums. Man gewinnt den Eindruck, daß der nördlich folgende Sattel und die kleine Mulde hier bereits von der Staffelfeder-Braunarlsplitz-Schuppe abgequetscht sind.

Die gleiche Tendenz, aus der NW-SE-Richtung nach Westen umzubiegen, zeigen fast alle länger durchhaltenden Strukturen des Rote Wand-Synklinoriums.

Alle großen Faltenzüge im Ost-Teil des Rote Wand-Synklinoriums besitzen westliches Achsenfallen. Das zeigt sich auch in dem Plattenkalk-Sattel südlich der nördlichsten Mulde. Er läßt sich nur anhand weniger Aufschlüsse rekonstruieren. Im Osten entwickelt er sich undeutlich aus den Falten des Schönbühels. Nach Westen folgt er dem Ohe-

ren Hutla-Bach. Talabwärts (genau nördlich des Gipfels der Roten Wand) ist nur noch die Südflanke dieses Sattels mit Rätolias-Kalk erschlossen. Der Rätolias-Kalk, der das Obere Hutla-Tal im Süden mit einer hohen Felswand begrenzt, greift hier etwas weiter nach Norden vor. Er fällt nach Süden zunehmend steiler ein und liegt schließlich überkippt auf Unterlias-Rotkalk und älteren Allgäu-Schichten, die den Kern der größten Mulde des Rote Wand-Synklinoriums bilden.

Diese Mulde (Alpila-Mulde) setzt in der NE-Ecke des Rote Wand Massivs (Rothorn) ein. Sie streicht zunächst NW-SE und schwenkt dann nach W bis WSW. Das Diagramm 14 (Taf.10) zeigt Flächenpol-Messungen und B-Achsen aus einem Teilbereich der Mulde westlich des Rothorns in spezialgefalteten älteren Allgäu-Schichten. Die Mulde läßt sich bis in die Kreide-Schiefer am Sättel-Grat südlich der Klesenza-Alm verfolgen, wird aber von Hangschutt am Nordhang des Madratsch größtenteils überdeckt. Besonders interessant ist das Ost-Ende der Mulde im Bereich des Rothorns (NE-Seite des Rote Wand-Massivs), wo sie aufgespalten wird (Abb.40, Pfeile). Im südlichen Ast streichen Unterlias-Rotkalk und Allgäu-Schichten über flach liegendem Rätolias nach SE aus, während der nördliche Ast als südvergenter und nach unten ausspitzender Keil nach Osten in das Obere Hutla-Tal ausstreicht. Damit endet auch der überkippte Nordflügel (Rätolias-Kalk) der Mulde am Süd-Hang des Oberen Hutla-Tales (Abb.40). Eine östliche Fortsetzung dieser Struktur könnte sich in der steilen Süd-Aufschiebung im Plattenkalk am Süd-Hang des Schönbühels andeuten, die sich nach E bald verliert. Der Rätolias-Kalk im Liegenden der eingeklemmten Mulde ist tektonisch stark reduziert, der Unterlias-Rotkalk vollkommen abgeschürft worden (Abb.40).

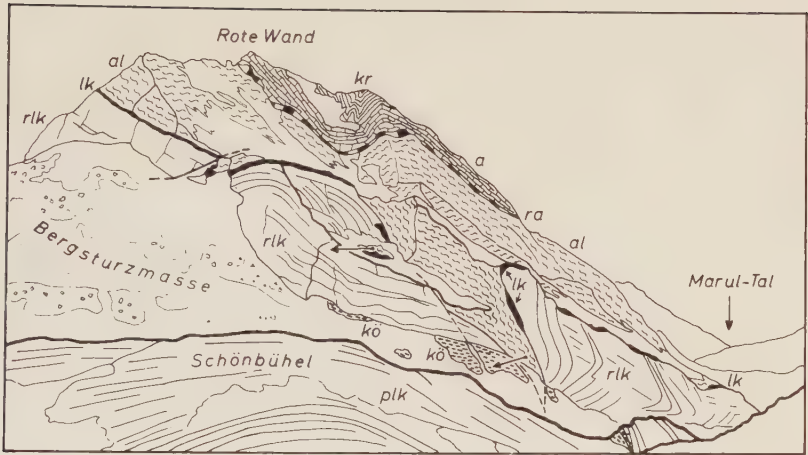


Abb. 40: Ansichts-Skizze der Roten Wand von NE.

plk = Plattenkalk-Niveau (Kulisse im Vordergrund),
Kö = Kössener Schichten, rlk = Rätolias-Kalk,
lk = Unterlias-Rotkalk, al = Allgäu-Schichten, ra = Ra-
diolarit, a = Aptychenkalk, kr = Kreideschiefer-Serie.

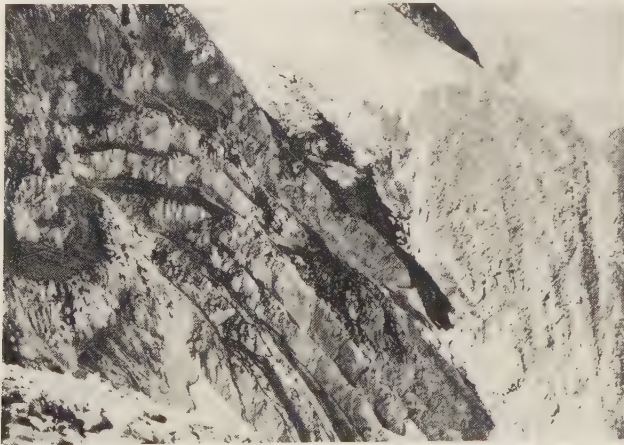


Abb. 41: Ausschnitt aus Abb. 40, Rätolias-Kalk-Sattel am
Rothorn (nordöstlich Rote Wand). Rechts: Ältere Allgäu-
Schichten.

Diese "Muldenspaltung" bestätigt die bereits oben erwähnte Überprägung durch den Nordsüd-Schub der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe. Ebenso wie die Südüberschiebung selbst, klingen auch die E-W-streichenden Strukturen innerhalb des Rote Wand-Synklinoriums nach Osten aus, während die älteren NW-SE-Strukturen im Osten deutlich hervortreten und im Westen weitgehend oder vollständig umgeprägt sind.

Auch der Rothorn-Sattel (Abb. 41), der sich südlich an die Alpila-Mulde anschließt, zeigt diese Einregelung nach Westen. Er bildet den Kern des Rote Wand-Massivs, streift den Nord-Hang des Madratsch und taucht im Sättele-Grat südlich der Klesenza-Alm mit jüngeren Allgäuschichten, Radiolarit und Aptychen-Kalk unter Kreideschiefer ab. Am Ost-Hang der Roten Wand streicht der Sattel über dem Plattenkalk des "Ober Gschröfs" aus. Obwohl die Struktur am Ost-Hang der Roten Wand durch eine große Bergsturz-Masse verdeckt wird, besteht kein Zweifel daran, daß sie sich in den SE-streichenden Aufschiebungen südlich des "Ober Gschröfs" fortsetzt. An diesen hintereinander gestaffelten, nordvergenten Störungen ist jeweils Plattenkalk steil auf Kössener Schichten aufgeschoben worden. Am West-Hang des Formarin-Tales laufen die Aufschiebungen in einer einzigen Störung zusammen, und ich vermute, daß sich diese Struktur südöstlich des Tales in der Kiel-Falte am HP 2404 m südlich des Pöngertle-Kopfes fortsetzt. HELMCKE (1969:167) beschrieb aus dem Gebiet östlich des Formarin-Tales zwischen Pöngertle-Kopf und HP 2404 m sehr ähnliche, ebenfalls NW-SE-streichende Strukturen und betonte die auffällige Stockwerktektonik. Während der liegende Plattenkalk nur Störungen zeigt, hat die tektonische Beanspruchung in den jüngeren Schichtgliedern zur Faltung geführt. Aber nicht alle Aufschiebungen nördlich HP 2306 m sind in dem Rothorn-Sattel aufgefangen worden. Am Ost-Hang der Roten Wand findet sich südlich des Rothorn-Sattels eine steile Aufschiebung, die den Rätolias-Kalk-Sattel schräg

durchschneidet und dann in den spezialgefalteten Allgäu-Schichten verschluckt wird. Sie ist sicherlich mit einer der südlichen Aufschiebungen am HP 2306 m zu verbinden.

Das Ober Gschröf zwischen Schönbühel und HP 2306 m weist dagegen keinerlei Deformation auf. Aber gerade die flache, ungestörte Lagerung des Plattenkalkes in diesem Gebiet ist auffällig, weil sie nicht mit den Lagerungsverhältnissen südöstlich des Formarin-Baches übereinstimmt. Dort bildet die Hauptdolomit-Plattenkalk-Folge bereits die normale Südflanke des Sattels von Lech und fällt regelmäßig nach Süden ein. Es bietet sich an, im Einschnitt des Formarin-Baches am Südostrand des Untersuchungsgebietes eine NE-streichende Störung zu vermuten, die im Bereich des Formarin-Sees auch aufgeschlossen ist. Diese Störung könnte weiter im Nordosten möglicherweise die Klesenza-Störung auffangen, die sich im Oberen Lechtal nach Osten nicht weiter verfolgen läßt.

Am West-Hang der Roten Wand hat auch der Rätolias-Kalk im Kern des Rothorn-Sattels nur spröde auf die Faltung reagiert. Am West-Fuß des NW-Grates der Roten Wand (Jungfern-Spitz) folgen dort über stark gestörtem Rätolias-Kalk mit tektonischem Kontakt sogleich mittlere Allgäu-Schichten, während Unterlias-Rotkalk und die älteren Allgäu-Schichten abgeschürft sind. Andererseits ist der Radiolarit im Hangenden tektonisch angestaut und intensiv spezialgefaltet (Taf.10, Diagramm 13). Neben Achsen, die dem generellen WE- bis WSW-ENE-Streichen des großen Sattels folgen, treten auch einige abweichende Faltenachsen auf, die teilweise senkrecht auf der Hauptstreichrichtung stehen. In Anbetracht der äußerst intensiven Deformation, könnte man hier vielleicht an eine $B^1 + B$ -Verformung denken. Außerdem zeigt das Diagramm nach NW abtauchende Achsen, die auf die ältere Falten tektonik im Ost-Teil des Rote Wand-Synklinoriums bezogen werden könnten. Genauere Aussagen erlaubt das Diagramm 13 (Taf.10) aber nicht.

Den Gipfel der Roten Wand krönt eine Kreide-Schiefer-Mulde, die asymmetrisch südvergent gebaut ist. Ihr flacher Süd-Flügel ist auf die südlich folgende Rot-horn-Mulde aufgeschoben worden (Formarin-Störung) (Profil-Tafel, P6). Südöstlich des Gipfels der Roten Wand brechen die jüngeren Schichtglieder des Süd-Flügels in der Südwand des Massivs ab. Im Kar südlich der Roten Wand ist die Mulde nur noch schemenhaft als flache Plattenkalk-Schüssel zu erkennen, die nach SE heraushebt. Jüngere Schichtglieder treten dann erst wieder östlich des Formarin-Baches am Formaletsch auf (HELMCKE 1969). Im steileren Nord-Flügel der Mulde eingefaltet liegen am Nord-Grat der Roten Wand noch einige größere Spezial-Mulden, die sich im Profil P6 (Profil-Tafel) disharmonisch vom Untergrund abheben. In diesem Bereich gemessene B-Achsen in Kreide-Schiefen streichen NW-SE (Taf. 10, Diagramm 15). Die Kreide-Schiefer sind außerdem leicht geschiefert.

Westlich des Nord-Grates der Roten Wand kippen die Faltenachsen steiler nach NW ab. Das Diagramm 16 (Taf. 10) zeigt entsprechende Messungen an Spezialfalten in älteren Allgäu-Schichten im Süd-Flügel der Mulde am West-Grat der Roten Wand oberhalb des Höhenweges.

Die Kreide-Schiefer im Kern der Mulde streichen am West-Hang der Roten Wand aus und setzen erst am Gipfel des Madratschs wieder ein. Die Mulde folgt dann WNW-streichend dem West-Grat des Berges und taucht mit spezialgefaltetem Aptychen-Kalk im Kern (Taf. 9, Diagramm 12) zur Laguz-Alm ab. Dort ist in dem eng zusammenge rafften und chaotisch gestörten Bereich des Rote Wand-Synklinoriums kein Faltenbau mehr zu erkennen.

Die im Nord-Teil des Rote-Wand-Synklinoriums bereits häufig beobachtete jüngere N-S-Einengung ist auch am Madratsch ausgeprägt. Die Mulde wird dort von E-W-streichenden Störungen schräg durchschnitten. Neben der oben erwähnten Störung am Sätttele-Grat, an der die Kreide-

Schiefer des nördlich folgenden Sattels gegen den Aptychenkalk der Mulde abgesetzt sind, läßt sich quer über den Berg eine Störung verfolgen, die am SW-Hang senkrecht steht und am E-Hang des Madratschs als steil S-fallende Aufschiebung quer zum Streichen erschlossen ist. Der flache Süd-Flügel der Mulde ist an dieser Störung etwa 100 m angehoben worden und außerdem am Süd-Hang des Berges an einer Blattverschiebung bzw. Schrägaufschiebung nach Süden herausgeschoben worden. Die letztgenannte Störung setzt an der zuvor beschriebenen senkrecht stehenden Aufschiebung in Höhe 2000 m an der Basis des Aptychenkalkes an, streicht zunächst NNW-SSE und biegt dann nach SE um. Derartige Schrägaufschiebungen sind am Süd-Hang des Madratschs häufiger zu beobachten. Sie haben zu engräumiger Verschuppung im Niveau des Unterlias-Rotkalkes geführt. Auch der darunterliegende Rätolias-Kalk ist hier in unmittelbarer Nähe der Formarin-Störungs-Zone stark gestört.

Die Formarin-Störung.

Die lang erstreckte Formarin-Störung entwickelt sich nördlich der Gamsboden-Spitze westlich des Spuller-Sees aus einer Sattel-Struktur (HELMCKE 1969:164). Sie verläuft dann nach W bis NW im Streichen des Faltenbaues bis zum Süd-Hang des Formaletschs, wo sie als steile Sattel-Aufschiebung beschrieben wurde (HUCKRIEDE 1958, HELMCKE 1969: 164-165, Abb. 126-130). Im Hauptdolomit-Plattenkalk-Gebiet nordwestlich des Formarin-Baches tritt die Störung in das Arbeitsgebiet ein. Sie ist dort nur lückenhaft erschlossen, läßt sich aber durch Niveau-Vergleich der Hauptdolomit-Plattenkalk-Niveau-Grenze recht genau lokalisieren. Am Kar-Riegel östlich des Rothorns (südlich der Roten Wand) ist die Gipfel-Mulde der Roten Wand mit Plattenkalk mehr oder weniger steil (50-80°) auf Reste von Kreide-Schiefen und Aptychenkalk des Süd-Flügels der Rothorn-Mulde aufgeschoben worden.

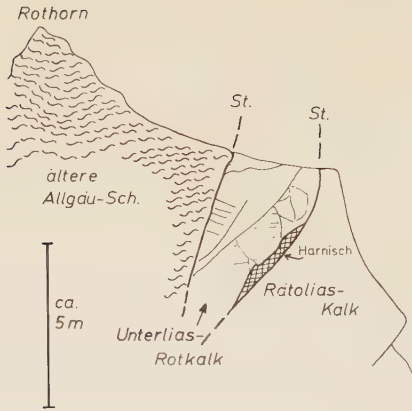


Abb. 42: Gestörter Kontakt rlk/lk/alä südlich Hauptgipfel des Rothorns (Formarin-Faltenabschiebung).

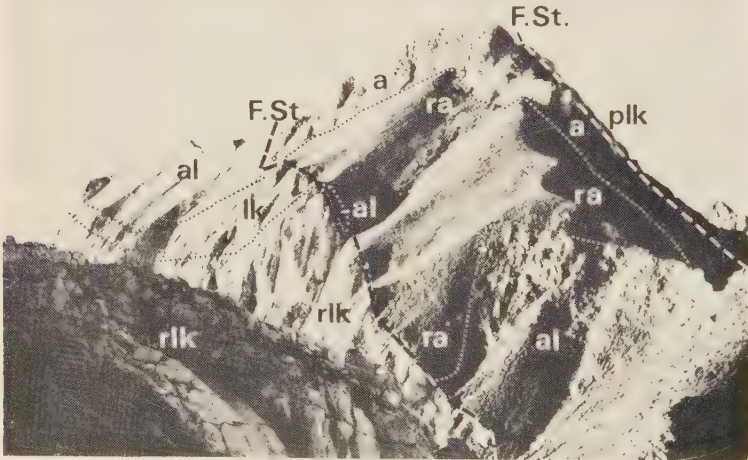


Abb. 43: Rothorn-Westgrat von Osten. F.St. = Störungen des Formarin-Störungs-Systems. Links: Falten-Abschiebung, rechts: Formarin-Aufschiebung. plk = Plattenkalk-Niveau, rlk = Rätolias-Kalk, lk = Unterlias-Rotkalk, al = Allgäu-Schichten, ra = Radiolarit, a = Aptychenkalk.

Ihr Nord-Flügel ist unter der Formarin-Aufschiebung bis auf kleine Reste östlich des Schwarzfurgge-Joches tektonisch unterdrückt worden (Profil-Tafel, P6). Der stark gestörte Süd-Flügel wird durch eine Querstörung am Ost-Hang des Rothorns in zwei Teile zerlegt: Der östliche, abgesenkte Abschnitt des Muldenflügels ist sehr einheitlich gebaut, wird aber nach SE zwischen dem aufgeschobenen Plattenkalk und einer starren Hauptdolomit-Plattenkalk-Scholle im Süden abgequetscht. Alle Schichtglieder vom Rätolias-Kalk bis zu den Kreide-Schiefen liegen im NW regelmäßig übereinander und streichen parallel zur Formarin-Aufschiebung - nach SE gehen die Schichtglieder nacheinander verloren. Die Mulde spitzt schließlich mit Aptychenkalk und Kössener-Schichten zwischen den Plattenkalk-Massen aus.

Die Störung im Liegenden der abgequetschten Jung-Schichten durchstreicht annähernd parallel zur Formarin-Aufschiebung (aber etwas steiler N-fallend) die gesamte Rothorn-Mulde. Nordwestlich der erwähnten Querstörung durchschlägt sie zunächst steil die Kössener Schichten und den Rätolias-Kalk. Im Gipfel-Bereich folgt sie dann dem tektonisch oft beanspruchten Kontakt (Abb.42) Rätolias-Kalk-Unterlias-Rotkalk. Letzterer ist dort weitgehend tektonisch unterdrückt. Westlich des Rothorn-Gipfels schneidet sie schräg durch die jüngeren Schichtglieder der Mulde (Abb.43) und streicht westlich des Schwarzfurgge-Joches hinter steil stehendem Aptychen-Kalk in der Nordwand des Rothorn-Westgrates wieder aus (Abb.48). Ihr weiterer Verlauf nach Westen wird später beschrieben. Östlich des Schwarzfurgge-Joches ist die Störung in sich stark verbogen und spaltet in zahlreiche Äste auf. Überall fällt sie hier steil (um 80°) nach Norden ein und ist geometrisch betrachtet eine Ab-schiebung. Sie korrespondiert mit der Formarin-Aufschiebung und ist deshalb zweifellos eine Einengungsform. Genetisch handelt es sich entweder um eine gleichzeitig mit südvergenter Faltung und Aufschiebung entstandene Falten-Abschiebung (im Sinne von JACOB SHAGEN 1967) oder aber um eine gegen Ende der Deformation erfolgte Rotation einer

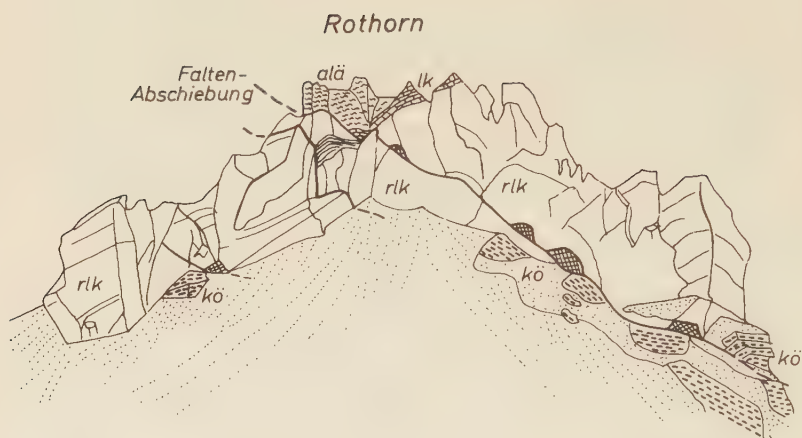


Abb. 44: Ansichts-Skizze des Rothorns von SE.

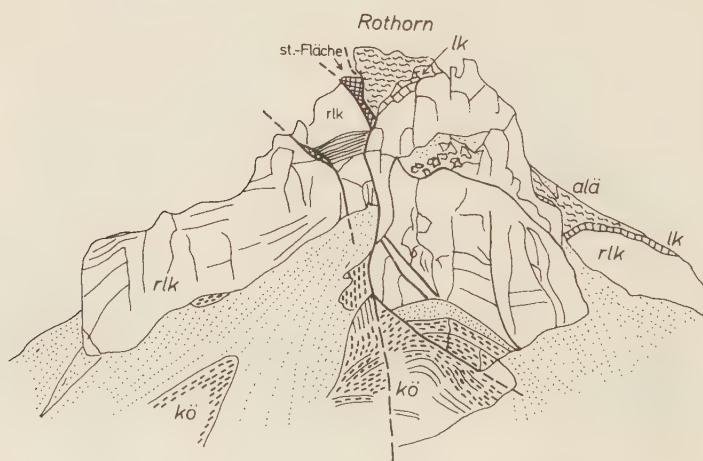


Abb. 45: Ansichts-Skizze des Rothorns von Osten.

ehemals nordvergenten Aufschiebung. Abb. 44 zeigt das Rothorn mit dieser "Falten-Abschiebung" von SE.

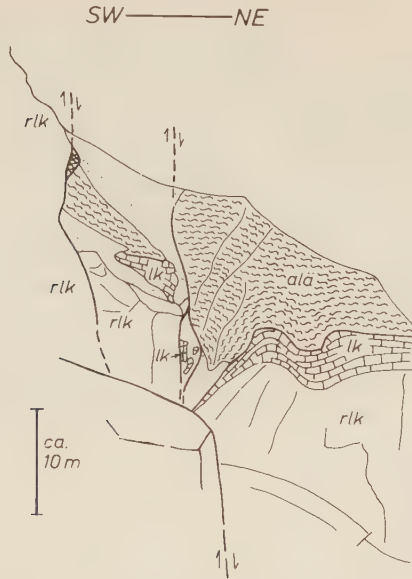


Abb. 46: Kleinere (Falten-) Abschiebungen am Nordost-Hang des Rothorns (rechts in Abb. 45).

Am Nord-Hang des Rothorns treten noch weitere kleinere und meist fast senkrecht stehende Störungen dieses Typs auf. Eine von ihnen setzt am Ost-Hang des Rothorns ein (Abb. 46 und 47) und trifft westlich des Rothorn-Gipfels auf die große Falten-Abschiebung. An anderen Störungen in diesem Bereich durchspießt der Rätolias-Kalk nur über kurze Erstreckung die darüberliegenden Unterlias-Rotkalk und Allgäu-Schichten, die diese Störungen durch Spezial-Faltung aufgefangen haben (Abb. 47). Die in diesem Bereich oberhalb der Störungen gemessenen bzw. ermittelten Achsen von Spezial-falten im cm-dm-Bereich (Taf.11, Diagramm 23) fallen flach

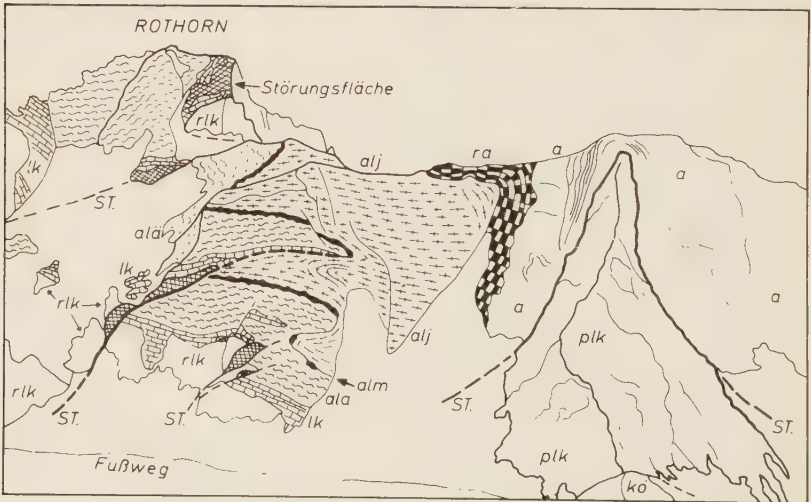


Abb. 47: Nord-Hang des Rothorns östlich der "Schwarzfurgge". ST.(rechts)= Formarin-Aufschiebung. ST.(links)= kleinere Abschiebungen.

nach ESE und damit im Streichen der kleinen Falten-Abschiebungen ein. Auch die B-Achsen von Spezialfalten in jüngeren Allgäu-Schichten und Radiolarit am Rothorn-Grat (Tafel 11, Diagramm 20) und im Aptychen-Kalk direkt unter der Formarin-Aufschiebung westlich des Schwarzfurgge-Joches (Tafel 11, Diagramm 21) halten sich an die "Formarin-Richtung". Abb. 47 und 48 zeigen die Formarin-Aufschiebung am Schwarzfurgge-Joch. Der schichtparallel aufgeschobene Plattenkalk enthält dort noch einen kleinen gestörten Sattel, dessen Achse leicht gebogen immer steiler nach NW ebenfalls in "Formarin-Richtung" abtaucht (Taf. 11, Diagramm 19). Im Aptychen-Kalk westlich der "Schwarzfurgge" ist die Rothorn-Mulde erstmals vollständig ausgebildet. Reste des inversen Nord-Flügels der Mulde sind außerdem in dort über Hangschutt ausstreichenden Rätolias-Kalk, Allgäu-Schichten und Radiolarit erhalten (Abb. 48).

Wenn es in diesem Gebiet auch keine Reste des inversen Sattel-Schenkels an der Formarin-Aufschiebung gibt, so dürfte angesichts des einheitlichen Bauplans der beschriebenen Strukturen doch feststehen, daß sich das Formarin-Störungs-System auch hier aus dem Faltenbau entwickelt hat.

Es ist allerdings sicher, daß es an der Formarin-Aufschiebung nicht nur Bewegungen senkrecht zur "Formarin-Streichrichtung" gegeben hat. Steilstehende Fältelungsachsen (cm-Bereich) in Kreide-Schiefern östlich des Rothorns, die direkt unter der Plattenkalk-Aufschiebung eingeklemmt sind, lassen auf mindestens kleinere Horizontal-Verschiebungen schließen (Taf. 11, Diagramm 22). Strömungen (Dreiecke) auf Harnisch-Flächen (Großkreise) an der Formarin-Störung (Rechtecke) zeigen in die verschiedensten Richtungen und weisen auf differenzierte Kleinbewegungen hin.

Rothorn Westgipfel



Abb. 48: Rothorn-Westgrat (Nordwand) westlich der Schwarzfurgge. F.St. (links) = Formarin-Aufschiebung; F.St. (rechts) = Formarin-Faltenabschiebung. pik = Plattenkalk-Niveau, kö = Kössener-Schichten, rlk = Rätolias-Kalk, lk = Unterlias-Rotkalk, al = Allgäu-Schichten, ra = Radiolarit, a = Aptychenkalk.

Westlich der "Schwarzfurgge" ist die südvergente Formarin-Aufschiebung von Gehänge-Schutt überdeckt und tritt auch weiter im Westen nicht mehr in Erscheinung. Auch die Rothorn-Mulde läßt sich nur noch über kurze Erstreckung verfolgen. Andererseits gewinnt die große "Falten-Abschiebung" hier an Bedeutung. Sie spaltet sich an der Nordwand des Rothorn-Westgrates in zwei Äste auf. Während der nördliche Ast sofort im Hang-Schutt untertaucht, bildet der andere die Rothorn-Nordwand, an der große Störungsflächen auf Rätolias-Kalk freiliegen (Abb.48). Die östlich der Schwarzfurgge N-fallende "Falten-Abschiebung" kippt hier nach Norden um und entwickelt sich zu einer S-fallenden Aufschiebung. WNW-ESE-streichend schwenkt die steile Aufschiebung in westlicher Richtung der Morphologie folgend leicht nach Süden und ist zuletzt am West-Fuß des Rothorns erschlossen. Das Diagramm 18 (Tafel 10) zeigt die Lage der Störung am West-Fuß des Rothorns, die hier von einer Schleppfalte in Kössener Schichten begleitet wird.

In streichender Verlängerung gelangt man im Bereich der Oberen Laguz-Alm an die Nord-Aufschiebung des Klostertal-Sattels. Diese hier bereits voll entwickelte Störung tritt hier mit Sicherheit in das Rote Wand-Synklinorium ein und ist am ehesten mit der westlichen Rothorn-Aufschiebung des Formarin-Störungssystems zu verbinden.

Der Vergenz-Wechsel der großen Falten-Abschiebung am Rothorn ist noch eine weitere Überlegung wert: Die Frage, ob eine Abschiebung im Faltengebirge eine tektonische Einengungs- oder eine Zerrungsform ist, kann nur bei überschaubarem Faltenbau beantwortet werden. Falten-Abschiebungen können definitionsgemäß (JACOBS-HAGEN 1967) nur bei vergentem Faltenbau, also bei geneigten a-Richtungen einaktig entstehen. Richtet sich die Faltenachsen-Ebene auf, so wird damit aus einer

Falten-Abschiebung eine steile Aufschiebung in entgegengesetzter Richtung.

Die Lagerungsverhältnisse an der "Schwarzfurgge" weisen darauf hin, daß die Formarin-Aufschiebung aus einer südvergenten Sattelstruktur hervorgegangen ist. Der Normal-Schenkel des Plattenkalk-Sattels ist annähernd schichtparallel auf den normalen Liegend-Schenkel der Rothorn-Mulde aufgeschoben worden. Es ist anzunehmen, daß die Achsenebenen der Falten vor der Aufschiebung etwa die gleiche Neigung besessen haben wie die Störung heute. Die etwas steileren Falten-Abschiebungen am Rothorn passen sich vorzüglich in dieses Bild ein. Wenn am West-Grat des Rothorns jetzt die "Falten-Abschiebung" im Streichen langsam in eine N-gerichtete Aufschiebung übergeht, so muß man folgern, daß sich auch der Faltenbau aufrichtet. Ich vermute deshalb, daß die große Formarin-Südaufschiebung (Abb.47 u.48) (unter dem Hangschutt) nach Westen zunehmend steiler wird und schließlich nach Süden einfällt (siehe tektonische Karte).

An diesem Ergebnis ändert sich nichts, wenn man annimmt, daß die am Rothorn vorliegenden Abschiebungen durch Rotation (nach Süden) ehemaliger nordvergenter Aufschiebungen gegen Ende der Gesamtdeformation entstanden sind.

Mit Annahme eines Vergenz-Wechsels der Formarin-Südaufschiebung würde jedenfalls auch eine kleine tektonische Schwierigkeit entfallen, die nördlich der Oberen Laguz-Alm auftrat. Dort liegt in streichender Verlängerung der südvergenten Formarin-Aufschiebung eine kleine Hauptdolomit-Plattenkalk-Scholle, die steil (52° - 71°) nach S-SW einfällt. Es ist unwahrscheinlich, daß angesichts der starken Einengungstektonik die am Südhang des Madratschs zu erwartenden Kössener Schichten an einer N-fallenden Abschiebung gegen diese Scholle

abgesetzt sind. Ich habe mich aufgrund der vorstehenden Überlegungen zu der im Profil P5 (Profil-Tafel) dargestellten Lösung entschieden. Eine nordvergente Aufschiebung in diesem Bereich paßt auch mit der Aufschiebung des Klostertal-Sattels an der Unteren Laguz-Alm zusammen.

Der Internbau des östlichen Rote Wand-Synklinoriums
südlich der Formarin-Störung.

Der Rothorn-Sattel südlich der "Formarin-Faltenabschiebung" enthält lediglich Kössener-Schichten und einen "zerfransten" Mantel aus Rätolias-Kalk. Er ist nur im kuppelartigen Bau des Rothorns (Abb.44 u.45) selbst zu erkennen und taucht sowohl nach Osten als auch nach Westen ab. Im Nord-Hang des Klostertal-Sattels weiter westlich ist er gar nicht mehr ausgebildet.

Die südlich anschließende flache, schüsselförmige Mulde des "Eingemauert" ist eine räumlich ähnlich eng begrenzte Struktur und die südlichste Mulde innerhalb des Rote Wand-Synklinoriums. Wie der Name dieses Teilgebietes schon andeutet, wird die Mulde durch umlaufendes Streichen im Westen und (fast geschlossen) auch im Osten gekennzeichnet. Vom Rothorn-Sattel im Norden ist sie durch eine kleine S-fallende Abschiebung (Profil-Tafel, P6) getrennt. Im Westen wie auch im Süden streicht das Plattenkalk-Niveau zur Nordflanke des Klostertal-Sattels relativ flach unter der jüngeren Mulden-Füllung aus, doch zeigen die steilstehenden bis überkippten Schichten des Unterlias-Rotkalkes und der Allgäu-Schichten im Süd-Flügel, daß die Mulde nordvergent gebaut ist. Die Spezialfaltung nimmt innerhalb der Jungschichten bis zum Aptychenkalk im Kern
der Mulde deut-

lich zu. Fältelungs-Achsen im Aptychen-Kalk fallen einheitlich nach Osten ein (Tafel 12, Diagramm 25). Dagegen weisen die älteren Allgäu-Schichten im West-Teil der Mulde, über dort eingespießtem Rätolias-Kalk B-Achsen mit dem Streichen der Formarin-Störung auf (Tafel 11, Diagramm 24). Es ist unklar, in welcher Reihenfolge diese verschiedenen Prägun-gen entstanden sind. Man könnte jedoch in Analogie zum östlichen Teil der Spuller-See-Mulde (HELMCKE 1969) vermuten, daß in der E-W-streichenden Fältelung eine ältere Struktur erhalten geblieben ist, die dann als älteste Deformation überhaupt zu betrachten wäre.

Das Gebiet nördlich des Formarin-Sees wird von einer großen Hauptdolomit-Plattenkalk-Scholle beherrscht, die offensichtlich unter der Formarin-Störung empor-gedrungen ist. Östlich der Rothorn-Mulde laufen die Formarin-Aufschiebung und die "Falten-Abschiebung" süd-lich der Rothorn-Mulde in einer einzigen Störungsbahn zusammen. Die Bewegungsvorgänge an beiden Störungen haben sich im Gebiet nordöstlich des Formarin-Sees teil-weise kompensiert. Die große Scholle wird seitlich von Querstörungen begrenzt: Die östliche Querstörung ver-läuft ausgehend vom Formarin-See nach NE im Formarin-Tal, während die andere dem Ost-Hang des "Eingemauert" folgt. Sie endet östlich des Rothorns an der Formarin-Falten-Abschiebung. Nordwestlich des Formarin-Sees grenzt der Hauptdolomit dieser Scholle mit tektonischem Kontakt an Plattenkalk, der den Mantel des Klostertal-Sattels bil-det. Diese etwa NW bis SE-streichende Störung durchzieht den Nord-Teil des Formarin-Sees und verbindet die beiden Querstörungen miteinander. Es dürfte sich hier um eine Aufschiebung handeln.

Das Rote Wand-Synklinorium im Marul-Tal.

Am Aufbau des eng zusammengefaßten Teils des Rote Wand-Synklinoriums im Bereich der Laguz-Alm sind nur die drei großen Falten-Strukturen beteiligt, die im Sättel-Grat nördlich der Laguz-Alm und am Madratsch nach Westen abtauchen. Die Untere Laguz-Alm steht auch Aptychen-Kalk im Kern der Gipfel-Mulde der Roten Wand. Am Weg zwischen der Unteren und der Oberen Laguz-Alm ist auch noch ein Stück des steil N-fallenden Südflügels der Mulde mit Rätolias-Kalk, Unterlias-Rotkalk und Allgäu-Schichten erschlossen. Mit steiler S-fallender Aufschiebung schließt sich im Süden der Hauptdolomit des Klostertal-Sattels an. Auch die Rätolias-Kalke westlich der Laguz-Alm dürften dem Mulden-Süd-Flügel angehören. Sie grenzen auch mit tektonischem Kontakt an Plattenkalk des Klostertal-Sattels. Nach Norden schließen sich den Rätolias-Kalk-Vorkommen - lückenhaft erschlossen - die jüngeren Schichtglieder an.

Die Trias-Massen der Staffelfeder-Braunarlspez-Schuppe und des Klostertal-Sattels nähern sich hier bis auf 200 m. Die Kreide-Schiefer am "Trüben Bach" und alle weiteren Jungschichten-Vorkommen im westlichen Marul-Tal hatte AMPFERER (1931) der Wandfluh-Schuppe zugeordnet, doch lassen sich die isolierten Kreide-Schiefer-Vorkommen südlich der angestauten Gips-Masse der Staffelfeder-Braunarlspez-Schuppe zwanglos mit den Kreide-Schiefern des Sättel-Grates und auch mit den Kreide-Schiefern verbinden, die weiter westlich im Anschnitt des "Trüben Baches" aufgeschlossen sind. Es erscheint deshalb nicht begründet, hier eine Störung anzunehmen, die das Tal schräg durchschneidet. Ich habe zudem keinen Hinweis dafür finden können, daß die Aufschiebung des Klostertal-Sattels von Westen kommend hier aufspaltet. Dagegen ist einwandfrei bewiesen, daß die Aufschiebung des Kloster-

tal-Sattels vom Faludriga-Bach westlich des Otternkopfes bis zur Oberen Laguz-Alm immer dem Nordrand des Hauptdolomites (bzw. Plattenkalkes) folgt und dabei in die "Formarin-Richtung" einschwenkt. Sie läßt sich also weit in den östlichen Teil des Rote Wand-Synklinoriums hineinverfolgen. Dieser Verlauf blieb seit AMPFERER stets unerwähnt.

Weitere Beobachtungen an der Nord-Aufschiebung des Klostertal-Sattels unterstützen dieses Ergebnis. Östlich des Faludriga-Baches und nicht weit westlich der Kreideschiefer-Vorkommen am "Trüben Bach" treten südlich des Laguz-Baches invers übereinanderliegend: Allgäu-Schichten, Kössener-Schichten und massiger Rät-Kalk auf, die gegen den flach nach NW einfallenden Plattenkalk des Klostertal-Sattels abstoßen und recht steil (56°) unter ihn abtauchen. Daß die überschobene Serie zum Rote Wand-Synklinorium gehört, beweist schon der massige Rät-Kalk, der in der westlichen Wandfluh-Schuppe nicht beobachtet wurde. Außerdem zeigt dieses Vorkommen, daß das bereits oben beschriebene Abtauchen der Achsen des Rote Wand-Synklinoriums ununterbrochen anhält. Das Rote Wand-Synklinorium streicht also keinesfalls über einer hypothetischen "Wandfluh-Schuppe" im westlichen Marultal aus, was zu erwarten wäre. Dazu kommt noch folgendes Indiz: Während in der Wandfluh-Schuppe nördlich der Staffelfeder Faltung weitgehend zurücktritt (siehe oben), sind die Jungschichten im westlichen Marultal sehr intensiv verfaltet, so wie es für das Rote Wand-Synklinorium charakteristisch ist. Abschließend sei bemerkt, daß eine Verbindung der S-fallenden Aufschiebung des Klostertal-Sattels mit der Südüberschiebung des Staffelfeder-Hauptdolomites schon rein geometrisch schwierig ist.

Zusammen mit den Argumenten, die zur Einwurzelung der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe nördlich des Rote Wand-Synklinoriums führten, scheint mir die Nichtexistenz der

Staffelfeder-"Deckscholle" und der Wandfluh-Schuppe im Marultal damit ausreichend belegt.

Das West-Ende des Rote Wand-Synklinoriums.

Im mittleren Marul-Tal umfaßt das Rote Wand-Synklinorium lediglich im Einschnitt des Marul-Baches einen kleinen Sattel (Aptychen-Kalk) mit nördlich anschließender Mulde (Kreide-Schiefer) und einem weitgespannten Sattel, dessen Mantel aus Aptychen-Kalk gut erhalten ist. Die Kreide-Schiefer des Nord-Schenkels fallen steil unter den Hauptdolomit der Staffelfeder ein. Die Strukturen streichen etwa E-W und haben horizontale Achsen.

Die in Abb. 49 dargestellten Falten im Aptychen-Kalk am Hang nördlich Garföla waren bereits AMPFERER (1931:194) aufgefallen. Ihre Achsen fallen flach nach SE ein. Es bietet sich an, in den SE-streichenden Strukturen die ältere "Formarin-Prägung" zu sehen.

Weiter westlich am steilen Hang nördlich der Tiefensee-Alm (südlich Marul) sind Allgäu-Schichten, Radiolarit, Aptychen-Kalk und Kreide-Schiefer in drei übereinanderliegenden Mulden und zwei Sätteln eng isoklinal, nordvergent verfaltet. Die ganze Serie liegt aufgeschoben auf Vorarlberger Flysch (SW-Rand des Partnom-Halbfensters) und ist ihrerseits unter dem Klostertal-Sattel begraben. Als Teil-Schuppe des Klostertal-Sattels spitzt der Hauptdolomit-Sattel des Hohen Frassens (mit Raibler Schichten im Kern) hier nach Osten aus und liegt überkippt mit inversem Falten-schenkel auf dem Invers-Schenkel der obersten Jungschichten-Mulde. Die inverse Lagerung des Hauptdolomits konnte mit Geopetal-Gefügen (Schräg-Schichtung und "Sandfang", KOCH 1959) nachgewiesen werden. Zwischen dem Hauptdolomit

und den darunter folgenden Allgäu-Schichten vermitteln an zwei Stellen Reste von Kössener Schichten. Auch dieser "Beinahe-Faltenverband" spricht gegen eine weitreichende Überschiebung des Klostertal-Sattels.



Abb. 49: Schräg-Strukturen im Aptychen-Kalk am Hang nördlich Garfüla, Höhe 1360 m. B-Achse der größeren NE-vergenten Mulde: $140^{\circ}/11^{\circ}$.

Der bisher unbekannte Hauptdolomit-Sattel wird seinerseits wieder von der Hauptmasse des Klostertal-Sattels überschoben. Harnisch-Flächen auf Hauptdolomit und unter Raibler Schichten (Gips und Rauhwacken) an dieser Störung fallen mit $33 - 40^{\circ}$ nach SSE-SE ein. Diese Überschiebung läuft nach Osten in der Nord-Aufschiebung des Klostertal-Sattels aus.

Die großen Falten-Strukturen in der liegenden Jungschichten-Zone tauchen alle flach nach Osten ein. Auch viele Spezialfalten im Radiolarit und Aptychenkalk folgen dieser Richtung (Taf.9, Diagramm 11), doch sind auch hier spitzwinklig dazu verlaufende Strukturen mit "Formarin-Richtung" nicht zu übersehen, deren Faltenachsen nach SE abtauchen. Diese Richtung nehmen auch zwei größere Faltenzüge am Hang direkt südlich der Ortschaft Marul ein. Sie heben aber bald über den E-W-streichenden Großstrukturen heraus oder tauchen darunter ab.

Querstrukturen im Rote Wand-Synklinorium.

Gegenüber den NW-SE- und den E-W-gerichteten Strukturen treten alle anderen Richtungen stark zurück. Etwa E-W-gerichtete Einengungen haben lediglich zu einer flachwelligen Verbiegung und zu Querstörungen geführt. Falten wurden nur zweimal beobachtet: am Westgrat der Roten Wand oberhalb des Höhenweges im Rätolias-Kalk und außerdem am Ostgrat der Roten Wand in Kössener Schichten, in denen eine nach SW abtauchende β -Achse ermittelt wurde (Taf.10, Diagramm 17). Die in Diagramm 17 dargestellte Richtung scheint nach HELMCKE (1969) im Bereich der Spuller-See-Mulde teils vor und teils nach Ausbildung der Achsen in "Formarin-Richtung" entstanden zu sein. Ich neige zu der Auffassung, daß diese Quer-Strukturen im Rote Wand-Synklinorium als syn-

genetische Querfalten zur "Formarin-Richtung" entstanden sind, weil sie genau senkrecht dazu angeordnet sind. Dies würde auch Striemungen parallel b an der Formarin-Störung erklären.

Die zeitliche Entwicklung der tektonischen Formen.

Die Sedimentation der Kreide-Schiefer hat in den Vorarlberger Kalkalpen im Cenoman - vielleicht auch erst im Turon (SCHIDLOWSKI 1962) - ausgesetzt. Die jüngsten mit in die Tektonik einbezogenen Gesteine des Arbeitsgebietes stammen aus der Falknis-Sulzfluh-Einheit und haben alt-tertiäres Alter. Ob die Hauptfaltung bereits zwischen Turon und Alttertiär begann, kann nicht beurteilt werden. Anhaltspunkte ergeben sich jedoch für die zeitliche Beziehung zwischen der Anlage der großen tektonischen Einheiten des Arbeitsgebietes und der Überschiebung der oberostalpinen Decke.

An der N-NW-vergenten Schuppentektonik haben sich die Arosazone und Falknis-Sulzfluh-Einheit (Schubspäne) und der Vorarlberger Flysch (Partnom-Halbfenster) beteiligt. Alle diese Einheiten waren deshalb bereits vor der Verschuppung, die keine zeitliche Differenzierung erkennen läßt, von der oberostalpinen Decke überschoben. Ich habe deshalb den Eindruck, daß die Anlage der kalkalpinen Schuppen nach oder gegen Ende der Deckenbewegung erfolgt ist (siehe auch S. 111). Auch die Klesenza-Struktur ist nach oder allenfalls während der Deckenüberschiebung angelegt worden. Denn die Arosa-Zone (Klesenza-Fenster), die im Sattel von Lech (vergl. S. 144) "aufgefangen" worden ist, muß zu dieser Zeit bereits unter der oberostalpinen Decke verschürft gewesen sein.

Der Internbau des Kalkalpins läßt sich folgendermaßen gliedern: Die älteste deutliche Verformung - wenn man von fraglichen noch älteren E-W-Strukturen ("Eingemauert" und Anlage des Sattels von Lech) absieht - war hier die SW-NE-Einengung, die in allen Diagrammen des Rote Wand-Synklinoriums immer wieder durchscheint und die parallel zur Formarin-Störung angelegten SE-streichenden Strukturen geprägt hat. Demgegenüber kam HELMCKE (1969) zu dem Ergebnis, daß die Formarin-Störung eine der jüngsten Strukturen in der östlichen Spuller-See-Mulde ist. Hier zeigt sich offenbar eine Verjüngung der Falten-Tektonik nach Westen bzw. zum Kalkalpen-Rand. Nach der Anlage von Strukturen in "Formarin-Richtung" erfolgte eine S-N-Einengung, welche die SE-streichenden Strukturen teilweise umgeprägt oder überlagert hat, und zwar im Westen stärker als im Ost-Teil des Gebietes. In diesem Zusammenhang ist besonders die etwa E-W-streichende Süd-Oberschiebung der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe zu nennen, aber auch der N bis NW-vergente Oberschiebungsbau der kalkalpinen Schuppen scheint in diese Deformationsphase zu gehören. Alle diese etwa E-W-streichenden Strukturen scheinen mehr oder weniger gleichzeitig angelegt worden zu sein. Nur bei der auch annähernd E-W-streichenden Klesenza-Störung, die offensichtlich aus einer Falten-Struktur hervorgegangen ist, muß mit einer Wiederbelebung gerechnet werden. Es steht fest, daß die Klesenza-Störung bzw. der Sattel von Lech vor der Nord-Oberschiebung der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe mindestens embryonal angelegt wurde. Andererseits ist die Klesenza-Störung jünger als die Süd-Oberschiebung der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe, weil sie diese ebenso wie Strukturen der Formarin-Richtung schneidet.

Als jüngste Deformation ist an einigen Stellen eine Einengung in E-W-Richtung nachgewiesen, es ist aber fraglich, ob alle etwa N-S-streichenden Strukturen gleich datiert werden können. Sie sind häufig, aber zu uneinheitlich, um sie alle

auf einen einzigen Deformationsakt beziehen zu können. Vielmehr muß mit mehrphasigen Einengungen in E-W-Richtung gerechnet werden. Vermutlich handelt es sich bei einem großen Teil dieser Querstrukturen um B' $\perp$ B-Gefüge im Sinne von SANDER (1948:180).

Literaturverzeichnis

- ALLEMANN, Franz: Geologie des Fürstentums Liechtenstein (Südwestlicher Teil) unter besonderer Berücksichtigung des Flyschproblems.- Jahrb.Hist.Ver.Fürstentum Liechtenstein 56: 244 S., 21 Abb., 11 Taf., Vaduz 1956.
- ALLEMANN, Franz, BLASER, Rudolf & NÄNNY, Paul: Neuere Untersuchungen in der Vorarlberger Flyschzone.- Eclogae geol.Helvetiae 44: 159-168, 7 Abb., 1 Tab., Basel 1951.
- AMMON, Ludwig von: Die Gastropoden des Hauptdolomites und Plattenkalkes der Alpen.- Abh.zoolog.-mineral.Ver. Regensburg 11: 1-72, 1 Taf., München 1878.
- AMPFERER, Otto: Aus den Allgäuer und Lechtaler Alpen.- Verh. geol.Reichsanst. 1910:58-59, Wien 1910.
- : Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales.- Jb.geol. Bundesanst. 80:103-146, 36 Abb., 2 Taf., Wien 1913
 - Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales (Mit einem petrographischen Teil von Wilhelm HAMMER).- Jahrb.geol. Bundesanst.80:103-146, 2 Taf., 36 Abb., Wien 1930.
 - :Aufnahmebericht über den kalkalpinen Anteil des Blattes Stuben (5144).-Verh.geol.Bundesanst.1930: 51-54, Wien 1930.
 - : Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales und des Großen Walsertales.-Jahrb.geol.Bundesanst. 81: 177-216, 30 Abb., Wien 1931
 - : Zur Großtektonik von Vorarlberg.- Jahrb.geol.Bundesanst. 82: 31-46, 25 Abb., Wien 1932.
 - : Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen i.M. 1:25000. - 122 S., 28 Abb., Wien1932.
 - : Über das Westende der Inntal- und Krabachjochdecke in den Lechtaler Alpen.- Jahrb.geol.Bundesanst. 84: 41-54, 12 Abb., Wien 1934.

- AMPFERER, Otto: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75000, Bl.Stuben.- Wien 1937.
- Im Kampfe für Reliefüberschiebung und O-W-Bewegung.- Verh.Zweigst.Wien Reichsanst.Bodenforsch. 1939: 196-205, 5 Abb., Wien 1939.
- AMPFERER, Otto & ASCHER, H.: Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spullerseewerkes.- Jb.geol. Bundesanst. 75: 365-422, 27 Abb., 7 Taf., 1 geol.Karte, 1 Stollenprofil, 2 Sperrenpläne, 1 Schaubild, Wien 1925.
- AMPFERER, Otto & HAMMER, Wilhelm: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee.- Jb.geol. Reichsanst.62: 531-710, 50 Abb., 3 Taf., Wien 1911.
- BANNERT, Dieter: Die Geologie der Ruitel-Spitzen und der Umgebung von Madau in den zentralen Lechtaler Alpen.- Diss.Univ.Marburg: 166 S., zahlr.Abb., 3 Beil., 8 Taf. Marburg 1964.
- BENZINGER, Theodor: Zur Geologie des Quellgebietes der Bregenzer Ache.- Jb.geol.Bundesanst. 79: 425-478, 17 Abb., 2 Taf., Wien 1929.
- BETTENSTAEDT, Franz: Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen.- Z.deutschgeol. Ges. 109: 566-592, 1 Abb., 3 Tab., Hannover 1958.
- BEURLER, Karl: Zum Problem der Inntaldecke.- Sitz.-Ber. bayer.AkadWiss.,math.-naturw.Abt. 1943: 239-264, München 1944.
- BLASER, Rudolf: Geologie des Fürstentum Liechtenstein. 2.Geologie des nördlichen Gebietes.- Jb.Hist.Ver. Fürstentum Liechtenstein 52: 228 S., 19 Abb., 3 Taf. Vaduz 1952.
- BLUMENTHAL, Moritz: Die Allgäudecke in den Bergen des Großen Walsertales.- Eclogae geol.Helvetiae 29: 449-479, 2 Taf., 4 Abb., Basel 1936.

- BLUMENTHAL, Moritz: Kurze Notiz über die stratigraphisch-tektonische Aufteilung der ultrahelvetisch-austri- den Grenzzone in Vorarlberg und im Allgäu.- Jb.geol.Bundesanst. 86: 197-201, 1 Taf., Wien 1936.
- BORSETTI, A.M.: Foraminiferi planctonici di una serie cretacea dei dintorni di Piobbico (Prov.di Pesaro).- Giornale di Geologia, 2.Ser.29: 19-90, 7 Taf., 2 Tab., 245 Abb., Bologna 1962.
- BRONGNIART, A.: Classification et caractères minéralogiques des roches homogènes et hétérogènes.- 144 S. Paris 1827.
- BRÜCKNER, Werner: Über die Entstehung der Rauhacken und Zellendolomite.- Eclogae geol.Helvetiae 34: 117-134, Taf. 4-7, Basel 1941.
- CADISCH, Joos: Geologie des Grenzgebietes zwischen West- und Ostalpen.- Verh.geol.Bundesanst. 1961: 115-124, Wien 1961.
- CLAR, Erich: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen.- Z.deutsch.geol.Ges. 116: 267-291, 2 Abb., 4 Taf., Hannover 1965.
- CORNELIUS, Hans Peter: Zur Frage der Absatzbedingungen der Radiolarite.- Geol.Rdsch. 39: 216-221, Stuttgart 1951.
- CZURDA, Kurt & NICKLAS, Ludwig: Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomites und Plattenkalk-Niveaus der Klostertaler Alpen und des Rhätikon (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg).- Festband geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck: 165-253, 13 Taf., 5 Tab., 10 Fototaf., Innsbruck 1970.
- DIETRICH, Volker: Geosynklinaler Vulkanismus in den oberen penninischen Decken Graubündens (Schweiz).- Geol. Rdsch. 57: 246-264, 14 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1967.
- : Die Ophiolite des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolitmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich.- Europ. Hochschulschr. 17/1: 3-179, 96 Abb., 10 Taf., Bern 1969.

- DHEIN, Alfred: Geologie der Alpenrandzone zwischen Marquartstein und Bergen in Oberbayern.- N.Jb. Mineral.Geol.Paläont., Abh. 88 B: 176-228, 4 Taf., 2 Beil., Stuttgart 1944.
- DOBEN, K.: Paläontologisch-stratigraphische und fazielle Untersuchungen an der Jura-Kreide-Grenze in den bayerischen Kalkalpen zwischen Inn und Saalach.- Diss. Univ.München: 97 S., 20 Abb., 2 Taf., München 1962.
- ESCHER von der LINTH, Arnold: Geognostische Beobachtungen über einige Gegenden des Vorarlberges.- N.Jb.Min.usw. 1846: 420-443, Stuttgart 1846.
- : Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden.- N.Denkschr. allgem.Schweizer Ges. gesamt.Naturw. 13: 135 S., 10 Taf., Zürich 1853.
- FABRICIUS, Frank H.: Vorschlag zur Umbenennung von "Ober-rätkalk" in "Rätolias-Riffkalk" (Nördliche Kalkalpen).- N.Jb.Geol.Paläont., Mh. 1959: 546-549, 1 Abb., Stuttgart 1959.
- : Die Strukturen des "Rogenpyrits" (Kössener-Schichten, Rät) als Beitrag zum Problem der "Vererzten Bakterien". Geol.Rdsch. 51: 647-657, 3 Taf., Stuttgart 1961.
 - : Faziesentwicklung an der Trias/Jura-Wende in den mittleren Nördlichen Kalkalpen.- Z.deutsch.geol.Ges. 113: 311-319, 3 Abb., Hannover 1962.
 - Sedimentation und Fazies des Rät und der Lias-Überdeckung in den Bayerisch-Tirolischen Kalkalpen.- Internat.sediment.petrograph. Ser. 9: VII-XX u. 1-143, 24 Abb., 27 Taf., 7 Tab., Leiden 1966.
 - Die Rät- und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen.- Geol.Rdsch. 56: 140-170, 10 Abb., 2 Taf., 2 Tab., Stuttgart 1967.
 - : Calcareous Sea Bottoms of the Raetian and Lower Jurassic Sea from the West Part of the Northern Calcareous Alps.- Rec. Developments Carbon. Sed.Centr. Europe: 240-249, 3 Abb. (Springer) Berlin, Heidelberg, New York 1968.

- FABRICIUS, Frank, FRIEDRICHSEN, Hans & JACOBSHAGEN, Volker: Paläotemperaturen und Paläoklima in Obertrias und Lias der Alpen.- Geol.Rdsch. 59: 805-826, 5 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1970(a).
- Zur Methodik der Paläotemperatur-Ermittlung in Obertrias und Lias der Alpen und benachbarter Mediterran-Gebiete.- Verh.geol.Bundesanst. 1970: 583-593, 5 Abb., Wien 1970 (b).
- FABRICIUS, Frank & KLINGELE, Hermann: Ultrastrukturen von Ooiden und Oolithen: Zur Genese und Diagenese quaritärer Flachwasserkarbonate des Mittelmeeres.- Verh. geol.Bundesanst. 1970: 594-617, 1 Abb., 4 Taf., Wien 1970.
- FIEDLER, Otto: Über Versteinerungen aus den Arlbergsschichten bei Bludenz und einige Fundorte von Flysch und Aptychenkalken im oberen Großen Walsertal Vorarlbergs.- Z.deutsch.geol.Ges. 56:(Briefl.Mitt.) 8-13, Berlin 1904.
- FISCHER, Alfred G.: The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic.- Kansas Geol.Survey Bull. 169: 107-149, 38 Abb., 1964.
- FISCHER, Rudolf: Roter Ammonitenkalk und Radiolarit aus dem unteren Dogger der Kammerker (Nordtirol).- Mitt.Bayer. Staatssamml.Paläont.hist.Geol. 9: 93-116, 3 Abb., 2 Taf., München 1969.
- FLÜGEL, Erik & TIETZ, Gerd-Friedrich: Red Limestones in the Kirchbruch Quarry, Adnet (Salzburg).- 8. Intern.Sediment.Congr. 1971: 187-192, 2 Abb., 1 Tab., Frankfurt/M., 1971.
- FOLK, Robert L.: Spectral subdivision of limestone.- In: HAM, William E.(Hrsg.): Classification of carbonate rocks - a symposium.- Mem.amer.Ass.PetrolGeol. 1: 62-84, 7 Abb., 1 Taf., Tulsa 1962.
- : Some aspects of recrystallization in ancient limestones.- In: PRAY, L.C. & MURRAY, R.C. (Hrsg.): Dolomitization and limestone diagenesis.- Soc.econ.Paléont. Mineral.Spec.Publ. 13: 14-48, 14 Abb., Tulsa 1965.

- FRIEDMAN, G.M.: Identification of carbonate minerals by staining methods.- J.Sediment.Petrol. 29: 87-97, 2 Abb., Menasha 1959.
- FÜCHTBAUER, Hans & GOLDSCHMIDT, Hertha: Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite.- Geol.Rdsch. 55: 29-40, 8 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1966.
- FÜCHTBAUER, Hans & MÖLLER, German: Sedimente und Sedimentgesteine.- Sediment-Petrologie, Teil 2: I-XV u. 1-726, 326 Abb., 66 Tab., Stuttgart 1970.
- GERMANN, Klaus: Reworked dolomite crusts in the Wettersteinkalk (Ladinian, alpine Triassic) as indicators of early supratidal dolomitisation and lithification.- Sedimentology 12: 257-277, 12 Abb., Amsterdam 1969.
- GRUNAU, Hans R.: Die Vergesellschaftung von Radiolariten und Ophiolithen in den Schweizer Alpen.- Eclogae geol. Helvetiae 39: 256-260, Basel 1946.
- : Geologie von Arosa (Graubünden) mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit-Problems.- Diss.Univ. Bern: 109 S., 23 Abb., 6 Taf., Zürich 1947.
 - : Probleme der Farbschichtung.- Eclogae geol. Helvetiae 49: 495-506, 3 Abb., Basel 1957.
 - : Mikrofazies und Schichtung ausgewählter, jungmesozoischer, Radiolarit-führender Sedimentserien der Zentral-Alpen.- Internat.sediment.petrograph.Ser. 4: VII-XIII u. 1-179, 69 Fig., 11 Taf., Leiden 1959.
 - : Radiolarian cherts and associated rocks in space and time.- Eclogae geol.Helvetiae 58: 157-208, 6 Abb., 1 Taf., Basel 1965.
- GUBLER, J.: Etudes géologiques dans le Vorarlberg central.- Diss.Univ.Paris: 155 S., 6 Abb., 3 Taf., 1 geol.Karte 1:50 000, Vincennes 1927.
- GÜMBEL, Carl Wilhelm: Beiträge zur geognostischen Kenntnis von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol.- Jb.geol. Reichsanst. 7: 1-39, 17 Abb., Wien 1856.

- HAAS, August: Zum geologischen Bau der Umgebung des Formarinsees in den Lechtaler Alpen.- Mitt.geol.Ges. Wien 2: 384-391, 5 Abb., Wien 1909.
- HAHN, F. Felix: Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 1. Allgäuer Alpen und angrenzende Gebiete.- Geol.Rdsch. 2: 207-219, Leipzig 1911.
- HANTKE, René & TRÖMPY, Rudolf: Bericht über die Exkursion A der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Schwyzer Alpen.- Eclogae geol.Helvetiae 57: 609-618, Basel 1964.
- HARSCH, Wolfgang: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Fernpass und Rhein sowie verschiedener Vorkommen in Graubünden.- Diss.Techn. Hochsch. München: 144 S., 17 Abb., 30 Taf., München 1968.
- : Zur Sedimentologie und Paläogeographie der Raibler Schichten (Ober-Trias) im Westteil der Nördlichen Kalkalpen.- Z.deutsch.geol.Ges. 121: 253-272, 4 Abb., 1 Taf., Hannover 1970.
- HELMCKE, Dietrich: Die Geologie der Spuller-See-Mulde zwischen Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe und Formarin-See in den Vorarlberger Kalkalpen.- Diss.Univ.Marburg: 220 S., 77 Abb., 12 Taf., Marburg 1969.
- HINZE, Carsten & MEISCHNER, Dieter: Gibt es rezente Rot-Sedimente in der Adria?- Marine Geology 6: 53-71, 6 Abb., Amsterdam 1968.
- HUCKRIEDE, Reinhold: Die Geologie der Umgebung Kaisers (Lechtaler Alpen).- Ungedr.Diss.Univ.Marburg: 209 S., zahlr. Abb., 1 geol.Karte, Marburg 1956.
- : Die Kreideschiefer bei Kaisers und Holzgau in den Lechtaler Alpen (Apt - Unteres Cenoman).- Verh.geol. Bundesanst. 1958: 71-86, 1 Abb., Wien 1958 (a).
- : Das sogenannte Klesenzafenster in den Vorarlberger Kalkalpen.- Notizbl.hess.Landesamt Bodenforsch. 87: 227-238, 4 Abb., Wiesbaden 1958 (b).
- : Trias, Jura und tiefe Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol).- Verh.geol.Bundesanst. 1959: 44-92, Wien 1959.

- HUCKRIEDE, Reinhold: Rhyncholithen-Anreicherung (Oxfordium) an der Basis des Älteren Radiolarits der Salzburger Kalkalpen.- *Geologica et Palaeontologica* 5: 131-147, 2 Abb., 1 Taf., Marburg 1971.
- HÜCKEL, Bernhard: Geologie der Hornbachkette.- Ungedr.Diss. Univ.Marburg: 92 S., 1 geol.Karte 1:25 000, Marburg 1960.
- HÜCKEL, Bernhard & JACOBESHAGEN, Volker: Geopetale Sedimentgefüge im Hauptdolomit und ihre Bedeutung für die tektonische Analyse der Nördlichen Kalkalpen.- *Z.deutsch. geol.Ges.* 113: 305-310, 1 Abb., 2 Taf., Hannover 1962.
- JACOBESHAGEN, Volker: Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wetterstein-Gebirge und Rhein.- *Jb. geol.Bundesanst.* 108: 1-114, 3 Abb., 5 Phototaf., 8 Taf., 2 Tab., Wien 1965.
- : Zur Deutung der Falten-Abschiebungen (Untervorschiebungen).- *N.Jb.Geol.Paläont.Mh.* 1967: 513-517, 3 Abb., Stuttgart 1967.
- JACOBESHAGEN, Volker & OTTE, Olaf: Zur Stellung der Arosa-Zone im Allgäu und im Bregenzer Wald (Ostalpen).- *Geologica et Palaeontologica* 2: 97-107, 5 Abb., Marburg 1968.
- JURGAN, Hermann: Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen.-*Geol.Pdsch.* 58: 464-501, 15 Abb., Stuttgart 1969.
- KALLIES, Hans-Bodo: Geologie des Bregenzer Waldes beiderseits der Bregenzer Ach in der Umgebung von Schopponau.- *Geol.Jb.* 78: 257-298, 4 Taf., 9 Abb., Hannover 1961.
- KOBEL, Max: Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltrias (Anisian und Ladinian) des Rätikon (Österreich und Fürstentum Liechtenstein).- *Mitt.Geol.Inst.Eidgen.TH u.Univ.Zürich N.F.* 118: 149 S., 18 Abb., 52 Fotos, 3 Tab., 2 Beil., Zürich 1969.
- KOCH, Klaus-Erich: "Sandfang". Ein Hinweis auf Lagerungsverhältnisse.- *N.Jb. Geol.Paläont.,Mh.* 1959: 443-450, 7 Abb. Stuttgart 1959.

- KOCH, Klaus Erich & STENGEL-RUTKOWSKI, Witigo: Fazies-
untersuchungen in Jura und Unterkreide der west-
lichen Lechtaler Alpen.-Verh.geol.Bundesanst.1959:
179-201, 4 Abb., 2 Taf., Wien 1959.
- KOCKEL, Carl Walter: Die nördlichen Ostalpen zur Kreide-
zeit. Ein Ausschnitt aus der Entwicklung eines Ket-
tengebirges.- Mitt.geol.Ges. Wien 15: 63-168, 4 Abb.
Wien 1922.
- KRAUS, Ernst: Der nordalpine Kreideflysch.- Geol.palaeont.
Abh. N.F. 19: 138 S., 58 Abb., 7 Taf., Jena 1932.
- : Die Entstehung der Inntaldecke.- N.Jb.Min.usw.,
Abt.B 90: 31-95, 29 Abb., 1 Profiltaf., 5 Taf., Stutt-
gart 1949.
- KRAUS, Olaf & SCHMIDT-THOME, Paul: Faziesverteilung in der
alpinen Trias des Heiterwand-Gebietes (stliche Lech-
taler Alpen, Tirol).- N.Jb.Geol.Paläont., Mh. 1967:
117-127, 3 Abb., Stuttgart 1967.
- KRYSTYN, Leopold: Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-
Schichten (Aalenium-Oxfordium) in den östlichen Nord-
alpen.- Verh.geol.Bundesanst.1971: 486-509, 1 Abb., 3
Taf., Wien 1971.
- LEINE, Louis: Rauhwacken und ihre Entstehung.- Geol.Rdsch.
60: 488-524, 6 Abb., Stuttgart 1971.
- LEUCHS, Kurt: Sedimentationsverhältnisse im Mesozoikum der
nördlichen Kalkalpen.- Geol.Rdsch. 17: 151-159, Stutt-
gart 1926.
- LEUTENEGGER, Willy Otto: Geologische Untersuchungen im mitt-
leren nordöstlichen Rätikon.- Diss.Univ. Zürich: 120 S.,
3 Taf., 2 geol.Karten, Zürich 1928.
- MERIAN, Peter: Geologie der Vorarlberger Alpen.- Verh.natur-
forsch.Ges. Basel 10: 150-156, Basel 1853.
- MILLER, Hubert: Gliederung und Altersstellung der jurassi-
schen und unterkretazischen Gesteine am Südrand des
Wettersteingebirges ("Jungschichtenzone") mit einem
Beitrag zur geologischen Stellung der Ehrwaldite.-
Mitt.Bayer.Staatssammlg.Paläont.hist.Geol. 3: 51-72,
2 Abb., 1 Taf., München 1963.

- MÜLLER, Klaus: Sedimentpetrographische Untersuchungen im "Randcenoman" in Bayern und Vorarlberg.- Ungedr. Diss.TH Clausthal: 143 S., 30 Abb., 3 Taf., Clausthal 1967.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, Wolfgang-Ulrich: Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomits der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol.- Festband Geol.Inst., 300-Jahr-Feier Univ.Innsbruck: 255-308, 31 Abb., 2 Taf., Innsbruck 1970.
- MYLIUS, Hugo: Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen.I.Teil, Beobachtungen zwischen Oberstdorf und Maienfeld.- 153 S., 14 Taf., 47 Abb., München 1912.
- NÖTH, Ludwig: Der geologische Aufbau des Hochfells-Hochkienberggebietes.- N.Jb.Min. usw., Beil.Bd. 53 B: 409-510, 1 Profiltaf., 1 geol.Karte 1:25 000, Stuttgart 1926.
- OBERHAUSER, Rudolf: Bericht 1955 über die Kartierung auf Blatt Feldkirch (141) und über Übersichtsbegehungen im östlichen und nördlichen Anschlußgebiet.- Verh. geol.Bundesanst. 1956: 70-71, Wien 1956.
- : Neue Beiträge zur Geologie und Mikropaläontologie von Helvetikum und Flysch im Gebiet der Hohen Kugel (Vorarlberg).- Verh.geol.Bundesanst. 1958: 121-140, 1 Abb., 1 Taf., Wien 1958.
- OHLEN, H.R.: The Steinplatte Reef Complex of the alpine Triassic (Rhaetian) of Austria.- Ungedr.Diss.Univ. Princeton: 1-124, 8 Abb., 20 Taf., Princeton 1959.
- OTT, Wilhelm Ferdinand: Zur Geologie des Sulzfluhkalkes (Malm) in Graubünden und Vorarlberg.- Diss. TH Darmstadt (Auszug): 4 S., Darmstadt 1969.
- POLL, Kurt: Die Diskussion des Deckenbaus in den Nördlichen Kalkalpen (I).- Zbl.Geol.Paläont. 1967: Teil 1,5: 889-916, Stuttgart 1967.
- :Die Diskussion des Deckenbaus in den Nördlichen Kalkalpen (II).- Zbl.Geol.Paläont. 1967: Teil 1,6: 1079-1116, Stuttgart 1967.

- PREY, Siegmund: Probleme im Flysch der Ostalpen.- Jb.geol. Bundesanst. 111: 147-174, 3 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Wien 1968.
- REISER, Karl A.: Über die Eruptivgesteine des Allgäus.- Tscherma's mineral.petrograph.Mitt. 10: 500-548, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1889.
- RICHTER, Detlev K.: Fazies- und Diagenesehinweise durch Einschlüsse in authigenen Quarzen.- N.Jb.Geol.Paläont., Mh. 1971: 604-622, 7 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1971.
- RICHTER, Dieter: Beobachtungen im Fenster von Nüziders (Vorarlberg). - N.Jb.Geol.Paläont.Mh. 1956: 506-510, 2 Abb., Stuttgart 1956(b).
- : Neue Untersuchungen in der Randzone von Flysch und Ostalpin im Gebiet des Großen Walsertales (Vorarlberg).- N.Jb.Geol.Paläont., Abh. 103:341-374, 9 Abb, 2 Taf., Stuttgart 1956(a).
 - : Beiträge zur Geologie der Arosa-Zone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu.- N.Jb.Geol.Paläont., Abh. 105: 285-372, 7 Abb., 1 Tab., 1 Karte, Stuttgart 1957 (a).
 - :Gesteine und Vorkommen der Arosa-Zone zwischen Arosa und Hindelang im Allgäu.- Geol.Rdsch. 46: 413-420, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1957 (b).
 - : Verkürzung von Fossilien und Entstehung von Flaser-Knollenkalken durch Lösungsvorgänge in geschieferten kalkigen Gesteinen.- Geol.Mitt. 4: 235-248, 12 Abb., Aachen 1965.
- RICHTER, Max: Der Flysch in der Umgebung von Oberstdorf.- Jb.geol.Bundesanst. 72: 49-80, 3 Abb., Wien 1922.
- : Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn.- N.Jb. usw. Beil.-Bd. 63: 1-62, 3 Taf., 7 Abb., Stuttgart 1929.
 - :Der ostalpine Deckenbogen. Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau.-Jb.geol.Bundesanst. 80: 497-540, Wien 1930.
 - : Die Deutschen Alpen und ihre Entstehung.- 179 S., 56 Abb., Berlin (Borntraeger) 1937.
 - : Über den Bau der Vorarlberger Alpen zwischen oberem Lech, Flexenpaß und Ill.- Geotekt.Sympos.H. STILLE: 190-204, 9 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1956.

- RICHTER, Max: Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten.- Z.deutsch.geol. Ges. 108: 156-174, 2 Abb., Hannover 1957.
- : Über den Bau der nördlichen Kalkalpen im Rätikon.- Z. deutsch.geol.Ges.110: 307-325, Hannover 1958.
 - : Allgäuer Alpen.- Samml.geol.Führer 45: 1-189, 54 Abb., 1 geol.Karte, Berlin (Borntraeger) 1969.
 - : Die Aroser Decke (Arosa-Zone) in Vorarlberg und im Allgäu und ihre Fortsetzung am bayerischen Alpenrand.- N.Jb.Geol.Paläont., Mh. 1970: 605-651, 4 Abb., Stuttgart 1970.
- RICHTHOFEN, Ferdinand Freiherr von: Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol.- Jb.geol.Reichsanst. 10: 72-137, 15 Abb., 2 Taf., Wien 1859.
- : Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol.- Jb. geol.Reichsanst. 12: 87-206, 39 Abb., 1 Taf., Wien 1861/62.
- RISCH, Hans: Stratigraphie der höheren Unterkreide der bayerischen Kalkalpen mit Hilfe von Mikrofossilien.- Diss.Univ. München: 180 S., 8 Abb., 18 Taf., München 1969.
- ROTHPLETZ, August: Geologischer Führer durch die Alpen I. Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und dem Engadin.- Samml.geol.Führer 10: 256 S., 81 Abb., Berlin (Borntraeger) 1902.
- : Geologische Alpenforschungen.II. Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse.- 261 S., 99 Abb., 1 Karte, 1:25 000, München 1905.
- SANDER, Bruno: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge.- Miner.-petrograph.Mitt., N.F., 48: 37-139 u. 141-209, 8 Diagr., 46 Abb., 13 Tab., Leipzig 1936.
- : Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. 1.Teil. - 215 S., 66 Abb., Wien u. Innsbruck (Springer) 1948.
- SANDER, Karl: Tagebuch der geognostisch-montanistischen Reise eines Teiles des Oberinntaler Kreises im Jahre 1840-41.- Handschrift.

- SARNTHEIN, Michael: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck.- Ber. nat.-med.Ver.Innsbruck 54: 33-59, 5 Abb., Innsbruck 1966.
- : Versuche einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich.- Geol. Rdsch. 56: 116-127, 4 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1967.
 - : Bericht 1967 über geologisch-sedimentologische Aufnahmen am Karwendel-Südrand (Blatt Innsbruck-Umgebung).- Verh.geol.Bundesanst. 1968: A 51-A 53, Wien 1968.
- SCHIDLOWSKI, Manfred: Die geologischen Verhältnisse am Klesenza-Fenster in den Vorarlberger Alpen. Eine Antwort an R. Huckriede, Hannover.- N.Jb.Geol.Paläont., Mh. 1960: 458-469, 3 Abb., Stuttgart 1960.
- : Das Ostende der Wandfluh-Schuppe in den Vorarlberger Kalkalpen.- N.Jb.Geol.Paläont., Mh., 1961: 426-432, 3 Abb., Stuttgart 1961(a).
 - : Zur Revision des ostalpinen Deckenbaus im Allgäu-Vorarlberger Grenzraum.- Z.deutsch.geol.Ges., 113: 161-174, 5 Abb., 1 Taf., Hannover 1961(b).
 - : Beiträge zur Geologie des Ostalpins zwischen Kleinem Walsertal und oberem Lech (Vorarlberger, Österreich).- Ungedr.Diss.F.U.Berlin 1961(c).
 - : Über das westliche Ende der Allgäuer Hauptmulde im Hinteren Bregenzer Wald (Vorarlberger Kalkalpen).- Verh.geol.Bundesanst., 1962: 49-63, 4 Abb., 1 Taf., Wien 1962.
 - : Ergebnisse geologischer Neuaufnahmen im Allgäuer-Vorarlberger Grenzraum.- Jb.Vorarlberg. Landesmus.-Ver., 1966: 311-323, 5 Abb., 1 geol.Karte., Dornbirn 1966.
 - : Zur Frage jungkimmerischer Bewegungen in den Nördlichen Kalkalpen.- N.Jb.Geol.Paläont., Mh. 1967: 238-241, 1 Abb., Stuttgart 1967.
 - : Spilite und der basaltische Vulkanismus.- Naturwissenschaften 56: 488-493, 4 Abb., Würzburg 1969.

- SCHIDLOWSKI, Manfred & STAHL, Wolfgang: Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenuntersuchungen an der Karbonatfraktion alpiner Spilite und Serpentinite sowie von Weilburgiten des Lahn-Dill-Gebietes.- N.Jb.Mineral., Abh.115: 252-278, 10 Abb., 8 Tab., Stuttgart 1971.
- SCHMIDT, Alois Richard: Tagebücher über die geognostisch-montanistische Bereisung des Kreises Vorarlberg aus den Jahren 1839-41.- Handschrift.
- STAUB, Rudolf: Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme.- Beitr.geol.Karte Schweiz, N.F. 103: 1-184, 40 Abb., 25 Photos, 11 Tab., 3 Taf., Bern 1958.
- STEINMANN, Gustav: Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardtsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine.- Ber.naturf.Ges.Freiburg i.Br. 16: 18-67, Freiburg 1905.
- : Geologische Beobachtungen in den Alpen.- Ber.naturforsch.Ges.Freiburg i.Br. 11: 18-66, Freiburg 1906.
 - : Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? Geol.Rdsch. 16: 435-468, Stuttgart 1925.
- STENGEL-RUTKOWSKI, Witigo: Der Bau des Gebirges um Lech (Vorarlberg). Z.deutsch.geol.Ges., 113: 535-556, 7 Abb., Hannover 1962.
- STREIFF, Viktor: Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken.- Eclogae geol.Helvetiae 55: 77-134, 7 Abb., 4 Taf., Basel 1962.
- STUDER, Bernhard: Geologie der Schweiz.- 2 Bde. 487 S., Bern/Zürich 1853.
- TOLLMANN, Alexander: Für und Wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub.- Verh.geol.Bundesanst. 1970: 324-345, 2 Abb., Wien 1970(a).
- : Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 3. Teil: Der Westabschnitt.- Mitt.geol.Ges. Wien 62: 78-170, 3 Taf., Wien 1970(b).
 - : Der Deckenbau der westlichen Nord-Kalkalpen.- N.Jb. Geol.Paläont., Abh. 136: 80-133, 1 Abb., Stuttgart 1970.

- TROMPY, Daniel: Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon.- Beitr.geol.Karte.Schweiz, N.F. 46: 43-163, 27 Abb., 4 Taf., Bern 1916.
- TROMPY, Rudolf: Paleotectonic evolution of the central and western Alps.- Bull.Geol.Soc.Amer. 71: 843-908, 14 Abb., 2 Taf., New York 1960.
- VORTISCH, Wilhelm: Oberrhätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen.- Jb.geol.Bundesanst. 76: 1-64, 4 Abb., 1 Taf., Wien 1926.
- WESTRUP, Jens: Geologie der südlichen Lechtaler Alpen zwischen Schnaun und Imsterau (Tirol).- Diss.Univ. Marburg: 152 S., 27 Abb., 5 Tab., 2 Beil., Marburg 1970.
- WENDT, Jobst: Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalks im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich).- N.Jb.Geol.Paläont., Abh. 132: 219-238, 1 Abb., 1 Tab., 5 Taf., 1 Beil., Stuttgart 1969.
- WIEDENMAYER, F.: Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona (Lombardische Alpen).- Eclogae geol.Helvetiae 56: 529-640, 38 Abb., 4 Taf., Basel 1963.
- WOLETZ, Gerda: Schwermineralvergesellschaftungen aus ost-alpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit.- Geol. Rdsch. 56: 308-320, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1967.
- ZACHER, Wolfgang: Die kalkalpinen Kreide-Ablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Nordtirol).- Mitt. bayer.Staatssamml.Paläont.hist.Geol. 6: 213-228, 4 Abb., München 1966.
- ZANKL, Heinrich: Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen.- Geol.Rdsch. 56: 128-139, 1 Abb., Stuttgart 1967.
- : Upper Triassic Carbonate Fazies in the Northern Limestone Alps.- 8.Intern.sediment.Congr.1971: 147-185, 20 Abb., 1 Tab., Frankfurt 1971.
- ZEIL, Werner: Die Kreidetragression in den Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun.- N.Jb.Geol.Paläont., Abh. 101: 141-226, 13 Abb., 9 Taf., 1 Tab., Stuttgart 1955.

- ZEIL, Werner: Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in
den Bayerischen Kalkalpen.- N.Jb.Geol.Paläont., Abh.
103: 375-412, 8 Abb., 3 Taf., Stuttgart 1956.
- : Zur Frage der Faltungszeiten in den deutschen
Alpen.- Z.deutsch.geol.Ges. 113: 359-366, 1 Abb.,
Hannover 1962.

Verzeichnis der Tafeln.

- a) Tafel 1: Geologische Ansichtsskizze der Roten Wand.
 - b) Tafel 2: Rätolias-Kalk, Sammel-Profil (Rote Wand-Synklinorium).
 - c) Tafel 3: Geologische Ansichtsskizze des Rote Wand-West-grates (westlich Schwarzfurgge).
 - d) Tafel 4: Schichtfolgen von Aptychenkalk und Kreideschiefer-Serie.
 - e) Tafel 5: Verbreitung und Ausbildung der Kreideschiefer-Serie.
 - f) Tafel 6: Profile durch die Zitterklapfen-Schuppe im Bereich des Steintobels, Großes Walsertal.
 - g) Tafel 7: Geologische Karte des Klesenza-Fensters.
 - h) Tafeln 8 bis 12: Lagenkugelprojektionen tektonischer Elemente mit Hilfe des SCHMIDT'schen Netzes. Zeichenerklärung siehe Tafel 12.
-
- D 1: Querstruktur (Falte) im Vorarlberger Flysch unterhalb der Zitterklapfen-Schuppe, dritter größerer Bach-Anriß östlich Reutele (Großes Walsertal), Höhe 880 m.
 - D 2: Querstrukturen (Kleinfalten) in eng verfalteten Jungschichten (hier: Radiolarit) der Zitterklapfen-Schuppe nördlich Steinbild, Großes Walsertal.
 - D 3: Nach Westen abtauchende Falte (m-Bereich) in Kössener Schichten der Walsertal-Schuppe (Zitterklapfen-Schuppe) östlich des Postel-Kopfes bei Buchboden.
 - D 4: SE-streichende Kleinfalten in einem tektonischen Schürfling (Streifen-Gips, Raibler Schichten) im Fenster der Arosa-Zone bei der Oberen Partnom-Alm.
 - D 5: Kleinfalten (dm-Bereich) im Vorarlberger Flysch des Partnom-Halbfensters mit Überprägung, Fellertobel südwestlich der Oberen Partnom-Alm (vergl. S. 126).

- D 6: Kleinfalten-Achsen im Aptychenkalk der Wandfluh-Schuppe unterhalb des Hauptdolomites der Staffelfeder-Braunarlspitz-Schuppe am Bärenwang nördlich der Klesenza-Alm (vergl. S. 133).
- D 7: Faltenachsen im Radiolarit der Wandfluh-Schuppe, Querstruktur (SSE-NNW-streichende Mulde) am Glattmar östlich der Oberen Partnom-Alm.
- D 8: Falten in Kalken des Plattenkalk-Niveaus am Schönbühel südlich des Klesenza-Joches. Ältere SE-NW-streichende Strukturen sind nur im Südteil des Berges erhalten. Nach Norden sind die Faltenachsen zunehmend in die Richtung des Streichens der Klesenza-Störung (durchgezogener Großkreis) eingeregelt. (Vergl. S. 145, 148 u. Abb. 39).
- D 9: Falten in Kalken des Plattenkalk-Niveaus östlich des Schönbühels am Klesenza-Joch (vergl. S. 149 u. Abb. 39).
- D 10: Falte im Hauptdolomit östlich des Schönbühels am Klesenza-Joch, unmittelbar südlich der Klesenza-Störung und nördlich von Diagramm 9 (vergl. S. 149 und Abb. 39, unteres Profil).
- D 11: Kleinfalten in Radiolarit und Aptychenkalk des Rote Wand-Synklinoriums (West-Ende), Steilhang nördlich der Tiefensee-Alm, südlich Marul (vergl. S. 172).
- D 12: Kleinfalten im Aptychenkalk der Rote Wand-Gipfelmulde am Westgrat des Madratschs, oberhalb der Laguz-Alm (vergl. S. 154).
- D 13: Kleinfalten im Radiolarit des Rothorn-Sattels (nördlich der Roten Wand) an der Jungfern-Spitz (Nordgrat der Roten Wand). Vergl. S. 153.
- D 14: Kleinfalten in älteren Allgäu-Schichten der Alpila-Mulde (nördlich der Roten Wand) bei Alpila westlich des Rothorns (vergl. S. 150).

- D 15: Kleinfalten in der Kreideschiefer-Serie der Rote Wand-Gipfelmulde am Nordgrat der Roten Wand (vergl. S. 154).
- D 16: Kleinfalten (m-Bereich) in älteren Allgäu-Schichten am Westgrat der Roten Wand, oberhalb des Höhenweges (vergl. S. 154).
- D 17: Querstruktur (Falte im m-Bereich) in Kössener Schichten am Ostgrat der Roten Wand (vergl. S. 172).
- D 18: Südlicher Ast der Formarin-Störung am Westgrat des Rothorns (südlich des Madratschs) und "Schleppfalte" in Kössener Schichten an dieser Störung (vergl. S. 163).
- D 19: Faltensattel in Dolomiten des Plattenkalk-Niveaus an der Formarin-Aufschiebung. Schwarzfurgge südlich der Roten Wand (vergl. S. 161 u. Abb. 47,48).
- D 20: Kleinfalten-Achsen in Radiolarit und Aptychenkalk der Rothorn-Mulde am Gipfel-Grat des Rothorns (südlich Rote Wand). Vergl. S. 161.
- D 21: Kleinfalten in Radiolarit und Aptychenkalk der Rothorn-Mulde westlich der Schwarzfurgge, direkt unter der Formarin-Aufschiebung (vergl. Abb. 48 u. S. 161).
- D 22: Harnisch-Flächen, Striemungen in Kalken und Dolomiten des Plattenkalk-Niveaus an der Formarin-Aufschiebung östlich des Rothorns (südlich Rote Wand) und Kleinfalten-Achsen in Kreideschiefer-Serie direkt unter der Aufschiebung (vergl. S. 161).
- D 23: Kleinfalten (cm- bis dm-Bereich) in Allgäu-Schichten am Nordhang des Rothorns östlich der Schwarzfurgge (vergl. S. 159 u. Abb. 47).
- D 24: Kleinfalten in älteren Allgäu-Schichten im Westteil der Eingemauert-Mulde südlich des Rothorns (vergl. S. 166).
- D 25: Kleinfalten im Aptychenkalk im Kern der Eingemauert-Mulde südlich des Rothorns (vergl. S. 166).

D 26: Kleinfalten-Achsen (Sammel-Diagramm) in der Kreideschiefer-Serie der Zitterklapfen-Schuppe nördlich der Unteren Partnom-Alm und im Bereich des Steintobels, Großes Walsertal (vergl. S. 121).

- i) TEKTONISCHE KARTE DER VORARLBERGER KALKALPEN SÜDLICH DES GROSSEN WALSERTALES.
- j) PROFILE DURCH DIE VORARLBERGER KALKALPEN SÜDLICH DES GROSSEN WALSERTALES.

Lebenslauf.

Am 23. Januar 1942 wurde ich in Kiel als Sohn des Kunstmalers Kurt Otte und seiner Ehefrau Erika, geb. Teichmann geboren.

Ostern 1948 wurde ich in die Volksschule Marienau, Kreis Hameln eingeschult, besuchte dann von 1952-1956 den "Differenzierten Mittelbau" in Coppenbrügge, Kreis Hameln und anschließend den mathematisch-naturwissenschaftlichen Zweig des Schiller-Gymnasiums in Hameln. Von 1957 bis 1961 besuchte ich die Leibniz-Schule in Hannover. Nach dem Abitur begann ich 1961 an der Universität Kiel Geologie zu studieren. Nach der Diplom-Vorprüfung setzte ich 1964 das Studium in Marburg fort und legte 1969 die Diplom-Hauptprüfung für Geologen ab.

Seit Herbst 1969 bin ich an der Freien Universität Berlin als Wissenschaftlicher Assistent tätig.

Meine akademischen Lehrer waren die Herren Professoren und Dozenten DÜCKER, FIEGE, GUENTHER, HELLNER, HERRE, JUNG, JUZA, KROEBEL, KRÖMMELBEIN, LOCHTE-HOLTGREVEN, OVERBECK, SEIBOLD, WETZEL in KIEL; ANDERSON, BARTH, FRICKE, GUNZERT, HUCKRIEDE, JACOBSHAGEN, KOCKEL, LESCHIK, LINDSTRÖM, LOHSE, UDLUFT, WO. SCHMIDT, VORTISCH, WALLISER, ZEDLITZ in Marburg.

Druck:

Der Präsident der Freien Universität Berlin
- Universitätsdruckerei -

1 Berlin 41, Kelchstraße 31

